Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera) Graubünden

Mit 6 Textfiguren und 2 Tafeln

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Doktorwürde
der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel
vorgelegt von

OSKAR WILHELM
aus Safenwil (Aargau)

Sonderdruck aus der „Zeitschrift für praktische Geologie"
30. Jahrgang, 1922, Heft 12

Verlag von Wilhelm Knapp in Halle (Saale)

Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera) Graubünden

Mit 6 Textfiguren und 2 Tafeln

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Doktorwürde
der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel
vorgelegt von

OSKAR WILHELM
aus Safenwil (Aargau)

Sonderdruck aus der „Zeitschrift für praktische Geologie“
30. Jahrgang, 1922, Heft 12

Verlag von Wilhelm Knapp in Halle (Saale)

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. C. Schmidt und Dr. A. Buxtorf.

Basel, den 28. Juni 1921.

Prof. Dr. H. Mohrmann, dz. Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

I. Einleitung.

Die im östlichen, mittleren und südwestlichen Teile Graubündens mächtig entwickelte, mit älteren kristallinen Gesteinen tektonisch meist eng verknüpfte, in ostalpiner und in penninischer Fazies auftretende Trias enthält eine große Anzahl mannigfaltiger Erzlagerstätten. Oxydische Eisen- und Manganerze finden sich im Prättigau, am Ofenpaß, bei Bergün, im Aversertal und am Splügenpaß. Die Eisen-Manganlager des unteren Aversertales (Val Ferrera), in der Landschaft Schams, sind in den Jahren 1918 bis 1920 am Piz Starlera bei Inner-Ferrera wieder ausgebeutet worden, und damit wurde die Gelegenheit gegeben, diese Vorkommnisse neuerdings eingehend zu untersuchen. In neuerer Zeit sind diese Lagerstätten von Dr. R. Helbing (1903) und von Professor C. Schmidt 1907/09 untersucht und von C. Schmidt 1910 in seiner Beschreibung der Eisenerze der Schweiz in „The Iron Ore Resources of the World, Stockholm" und 1920 in der französischen Ausgabe der Erläuterungen zu der Lagerstättenkarte der Schweiz (Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, S. 189 bis 192 und 196/7) besprochen worden. Auf Anregung von Prof. C. Schmidt habe ich in den Jahren 1920/21 die Schamser Erzlager genauer untersucht, und ich spreche ihm hier meinen herzlichsten Dank aus für seine mannigfache Unterstützung sowie für die Überlassung des gesamten von ihm gesammelten Materials. Acht Gesteinsanalysen, die von Frl. Dr. N. Sahlbom, und fünf Erzanalysen, die durch Dr. Fr. Hinden im Mineralogischen Institut der Universität Basel ausgeführt worden sind, standen mir zur Verfügung. Drei weitere Erzanalysen verdanke ich der „Studien-

gesellschaft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten".

Bei meinen Untersuchungen der Lagerstätten unterstützte mich in zuvorkommender und verständnisvoller Weise der Betriebsleiter des Bergwerkes von Starlera, Herr Ingenieur J. Markwalder, der als erster den hohen Mangangehalt der Starleraerze erkannt hat. Am 2. August 1920 ist er ein Opfer seines Bergmannsberufes geworden.

II. Geologische Übersicht.

A. Stratigraphie.

1. Casannaschiefer.

Die ältesten Schichten, die sich im Schams und im Avers vorfinden, sind zur „Casannaschieferformation" gehörende kristalline Schiefer. — Sie sind anstehend am Aversersträßchen von unterhalb der Val di Lei-Brücke ob Inner-Ferrera bis Campsut, steigen von hier westwärts an und setzen sich nach Süden bis ins Bergell fort.

Die Serie ist charakterisiert durch die Vorherrschaft von Serizitalbitgneisen und Glimmerschiefern mit amphibolitischen Einlagerungen.

Die Serizitalbitgneise führen oft Chlorit, der den an sich hellen Gesteinen ein grün gesprenkeltes Aussehen verleiht. Die von Frl. Dr. N. Sahlbom ausgeführte Analyse eines solchen Gesteins von der Ostseite des Val d'Emet (unter P. 2517 Siegfriedkarte) ergibt:

SiO_2	69,73 %
TiO_2	0,72 „
Al_2O_3	13,59 „
Fe_2O_3	3,31 „
FeO	3,45 „
CaO	0,75 „
MgO	1,36 „
K_2O	3,22 „
Na_2O	2,12 „
H_2O	1,81 „
	99,57 %

In den Casannaschiefern südlich der Val di Lei-Brücke findet sich eine Zone mit Graphitoidphylliten, die sich nach Westen bis zum Piz Spadolazzo verfolgen läßt. Die Amphibolit-Einlagerungen in der Umgebung der Val di Lei-Brücke sind Granat-Zoisitglaukophanite mit blauer Hornblende (Glaukophan), Epidot-Albitamphibolite mit blaugrüner Hornblende und reine Albitamphibolite mit gemeiner grüner Hornblende.[1])

Diese Casannaschiefer zeigen die allergrößte Ähnlichkeit mit den Schiefern der Bernhardzone des Wallis.

2. Rofnagneis.

Der Rofnagneis schließt nördlich an die Casannaschiefer an und erstreckt sich bis Andeer.

Das Altersverhältnis zwischen Rofnagneis und den Casannaschiefern konnte nirgends festgestellt werden. Überall sind beide Gesteinsarten in Diskordanz aneinandergelagert, meist mit Zwischenlagerung verquetschter Trias oder mylonitisierter Gneiszonen.

Die faziellen Differenzierungen des Rofnagneises sind sehr mannigfaltig. Es handelt sich um eine durch Zwischenglieder verbundene Reihe vom dichten, felsitischen Porphyrgneis über den körnigen bis porphyrischen Granitgneis zum mehr oder weniger stark geschieferten Augengneis. C. Schmidt (lit. 13 S. 74) und G. Ruetschi (lit. 17) haben diese Gesteine bereits beschrieben.

An der Basis verschiedener Einheiten der höherliegenden „Margnadecke" finden sich besonders im nördlichen Schams verwalzte, mylonitisierte Rofnagesteine (z. B. Alp Neza, Alp Foppa und Plattenhorn westlich Averser Weißberg).

Es stehen uns 12 Analysen von Rofnagneisen

---

1) Vgl. O. Wilhelm, Beitrag zur Glaukophanfrage von Graubünden. Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, Nr. 4, 1921.

zur Verfügung, von denen die Osannschen Projektionswerte A, C, F berechnet und in das Dreieck eingetragen wurden (Abb. 1). Nr. 1 bis 6 entspricht den von G. Ruetschi (lit. 17) veröffentlichten Analysen von Rofnagneisen folgender Fundorte:

Nr. 1 Granitporphyr . . . . Außer-Ferrera.
„ 2 Gneisähnl. Granitporphyr St. Stephan (Bärenburg).
„ 3 Granitporphyrgneis (Augengneis) . . . . Mulin (östl. Andeer).
„ 4 Granitporphyrschiefer . Sufers
„ 5 Granitaplit (geschiefert) Inner-Ferrera.
„ 6 Lamprophyr (glimmerreich) Alp Tobel.

Die folgenden 6 Analysen verdanke ich Professor C. Schmidt:

Nr. 7 Stark geschieferter Augengneis . . . . . Nördl. Dogana Splügen.
„ 8 Felsitischer Rofnaporphyr Strahltobel, östlich Splügen.
„ 9 Gneis-Mylonite Alp Bavugls ob Pignieu.
„ 10 „ „ Alp Neza ob Pignieu.
„ 11 „ „ Nordseite des Gurschus bei P. 2638.
„ 12 „ „ Westseite des Plattenhorn bei Cresta.

Nr.	7	8	9	10	11	12
SiO_2 . . .	71,48	80,21	66,26	70,62	69,22	71,48
TiO_2 . . .	0,24	—	0,38	0,30	0,44	—
Al_2O_3 . . .	15,04	8,10	20,54	15,14	15,57	15,18
Fe_2O_3 . .	1,02	2,46	1,16	0,75	1,88	1,14
FeO . . .	1,55	0,85	2,05	2,48	0,90	1,45
CaO . . .	1,05	0,19	0,44	1,27	0,22	0,55
MgO . . .	0,56	0,26	1,33	1,39	1,21	1,10
K_2O . . .	4,76	8,04	4,93	4,37	7,65	6,70
Na_2O . . .	2,51	—	1,95	2,53	1,46	1,85
H_2O . . .	1,45	0,49	1,28	1,60	1,63	1,22
	100,56	100,60	100,32	100,45	100,18	100,67

Nach ihrem geologischen Auftreten gehören zur einheitlichen Rofnagneismasse die Gesteine Nr. 1 bis 8, während Nr. 9 bis 12 aus verschürften Rofnagneisvorkommen an der Basis höher liegender Einheiten der Margnadecke stammen. Die Projektion

zeigt, daß Nr. 1, 3, 4, 7 und 8 trotz verschiedenartiger Struktur porphyrische Granite von kalkarmem Typus darstellen; Nr. 2 entspricht bei höherem Kalkgehalt mehr einem normalen granitischen Magma; Nr. 5 stellt ein saures und Nr. 6 ein basisches Spaltungsprodukt dar. Bemerkenswert ist es, daß die vier Mylonite (Nr. 9 bis 12) trotz verschie-

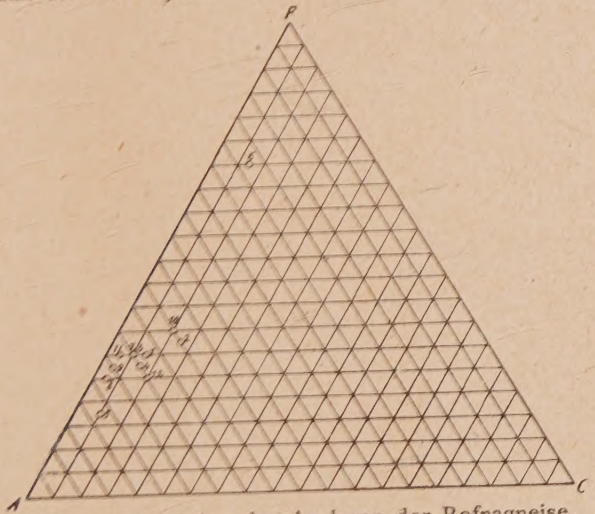


Abb. 1. Projektion der Analysen der Rofnagneise.

denen Grades der Mylonitisierung mit dem normalen Rofnagneis chemisch gut übereinstimmen.

3. Trias.

Die Trias des Schams gehört zur penninischen Fazies.

1. In den südlichen Teilen des Schams und im Avers (Campsut, Starlera) beginnt die Trias mit Quarzit, der nordwärts von Rauhwacke abgelöst wird. Im Triasmantel des Rofnagneises ist dieser Fazieswechsel mehrfach feststellbar. Am Surettahorn besteht die untere Trias aus Quarzit. Von hier aus läßt sich der Triaszug verfolgen

in die Triaszone Surettatal — Außer-Ferrera, wo seine Basis bereits von Rauhwacke gebildet wird. Der Quarzit des Piz Grisch geht nach Norden ebenfalls in Rauhwacke über (nördlich Alp Moos). Der nördliche Triaszug von Gruaba führt nochmals Quarzit (Gruaba), der nach E. in Rauhwacke übergeht (Alp Andies). Nördlich dieser Lokalitäten ist der Fazieswechsel endgültig vollzogen.

Der Quarzit ist reinweiß bis blaßgrün, stets stark geschiefert, mit hellem Glimmer auf den Schieferungsflächen. Er läßt sich zu beliebig dünnen Platten spalten und ist daher zu Bauzwecken verwendbar; die Einheimischen nennen ihn Marmor. Die Mächtigkeit des Quarzites beträgt bis 50 m.

Die folgende Analyse stammt aus dem hangenden Quarzit des Gneises zwischen Bleis und dem Maiensäß Starlera:

SiO_2	91,84 %
TiO_2	0,10 „
Al_2O_3	3,25 „
Fe_2O_3	0,28 „
FeO	1,22 „
CaO	0,35 „
MgO	0,45 „
K_2O	1,77 „
Na_2O	0,19 „
H_2O	0,38 „
	99,83 %

Die Rauhwacke ist oft brecciös, oft gipsführend — letzteres besonders im nördlichen und mittleren Schams. Die Schwankungen in der Mächtigkeit sind sehr stark. Normalerweise mag sie etwa 40 bis 50 m betragen.

2. Die Mittlere Trias finden wir im Gebiete der Lagerstätten des Val Ferrera in zwei Ausbildungen. In der Regel folgen über Quarzit oder Rauhwacke Rötidolomite und weiße Marmore, häufig als schmale Zonen im Rofnagneis entwickelt. Durch mächtige Ausbildung von Diploporen- und Cri-

noidendolomiten und grauen Marmoren der Fazies der „zone du Briançonnais“ der Westalpen ist die Trias des Schmorrasgrates, ein Teilstück der sog. Weißbergzone, ausgezeichnet.

3. Obere Trias: Graue, mergelige Dolomitschiefer überlagern in der Gegend von Inner-Ferrera die zwischen Rofnagneis liegenden Marmore und bilden wohl das Äquivalent der im mittleren und nördlichen Schams auf die Rötidolomite folgenden Quartenschiefer.

4. Jura.

Über der Trias folgt im südlichen Schams und im Avers die Serie der Bündnerschiefer, in kalkiger und toniger Fazies. Ihre Mächtigkeit anzugeben ist in unserem Gebiete aus dem Grunde nicht möglich, weil sich zahlreiche Überschiebungen in den großen Bündnerschiefermassen befinden. Ophiolitheinlagerungen führen besonders die Schiefermassen des südwestlichen Oberhalbstein, die nach Norden bis über den Piz Curvèr hinausreichen. Es handelt sich um Grünschiefer, Serpentin, Variolith, die bereits teilweise von C. Schmidt (lit. 13 S. 56) beschrieben wurden. In den tieferen Schiefermassen des nördlichen Schams finden sich die Ophiolithe öfters als eingewalzte Schubfetzen auf Überschiebungsflächen. Eingewalzte Serpentine, die naturgemäß oft stark zerklüftet sind, führen dann Asbest als Kluftausfüllung — so z. B. ob den Hütten von Alp Schmorras. Die Glaukophan führenden Ophiolithe der Alp Starlera und des Mt. Cucal Nair können dagegen als normale Einlagerungen in den Bündnerschiefern des Avers betrachtet werden.

Ferner finden wir in der Bündnerschiefermasse des Avers am Mt. Cucal Nair im Hangenden der Trias eine über 100 m mächtige, kalkige Breccie. R. Staub (lit. 31 S. 493) vergleicht sie mit der „Brèche du télégraphe“; sie dürfte zum Lias ge-

hören. Auch weiter nördlich, z. B. im Gebiet des Piz Mazza, habe ich diese Breccien beobachtet. Im Hangenden der Trias des Schmorrasgrates, also in der Weißbergzone, findet sich ebenfalls eine mächtige kalkig-dolomitische Breccie, die von R. Staub (lit. 31) auch vom Averser Weißberg beschrieben und in den Lias gestellt wurde.

Inwieweit die Kreide- und Tertiärformation am Aufbau der Bündnerschieferserie Graubündens im allgemeinen beteiligt ist, werden erst die noch im Gange befindlichen Untersuchungen zeigen. Unmittelbar in unserm Gebiet der Lagerstätten des Val Ferrera scheinen Sedimente dieses Alters zu fehlen.

B. Tektonik.

Die Gegend des Schams und des Avers liegt im axial Ost einfallenden System der höhern penninischen Decken. Die im Südwesten unseres Gebietes auftretenden Casannaschiefer der Timun - Piz Stella-Masse liegen mit ihrer hangenden Trias und der Bündnerschieferserie des Avers tektonisch am tiefsten. Nördlich derselben sind die Rofnagneise entwickelt. Im Bericht über die Untersuchungen über den projektierten Splügentunnel vom Jahre 1911 (lit. 24, Abb. 1, S. 9) ist zum ersten Male von C. Schmidt die ganze Masse der kristallinen Schiefer des Piz Stella, Piz Palü und Piz Timun, in Verbindung mit dem nordwärts vorgelagerten Rofnagneis samt seiner Triasbedeckung, als eine auf Trias und jurassischen Bündnerschiefern ruhende Decke dargestellt worden. Rofnagneis im Norden, Glimmerschiefer und Gneis im Süden bilden nach C. Schmidt die Surettadecke, deren Liegendes die vom Bergell bei Soglio über den Splügenpaß bis Andeer kontinuierlich zu verfolgende Trias darstellt. Aus meinen Untersuchungen (vgl. lit. 33) scheint nun hervorzugehen, daß der Rofnagneis gegenüber den kristallinen Schiefern der Timunmasse eine selbständige

Stellung einnimmt, derart, daß für denselben eine besondere Wurzelregion gesucht werden muß, die von der Wurzel der Timunmasse getrennt ist und südlicher zu liegen käme. Die tektonische Einheit der Surettadecke wird nun so um die frontal gelegenen Rofnagneise verkürzt, indem derselben nur noch die Gneise und Glimmerschiefer der Timun-P. Stella-Masse mit Trias und den hangenden Bündnerschiefern des Avers angehören. Da das Surettahorn mit seinen Rofnagneisen außerhalb dieser Region liegt, habe ich dafür den Namen Timundecke vorgeschlagen.

Die Tektonik der Rofnagneise mit der zugehörigen Trias, worin der größte Teil unserer Lagerstätten aufsetzt, soll im Folgenden kurz charakterisiert werden (vgl. auch lit. 33): Durch eine Anzahl, abgesehen vom Axialgefälle nordwärts einfallender Triaszonen wird der Rofnagneis, wie Abb. 2 zeigt, in mehrere hintereinander liegende Lappen zerlegt. Man hielt die Triaszonen bisher für nordwärts einstechende Mulden, so daß der Rofnagneis in südwärts gerichtete Rückfalten gelegt erschien (vgl. C. Schmidt, lit. 24, Abb. 1 und A. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, Taf. XXVII und XXVIII). Meine tektonischen Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß erstens diese Triaszüge keine gegen unten geschlossene Mulden darstellen, sondern die verschiedenen Segmente der Rofnagneismasse nach unten umhüllen, und daß zweitens diese Segmente abgequetschte, schwimmende Lappen darstellen, die untereinander nicht zusammenhängen; sondern es läuft jeder derselben oben in einem dünnen Stiel aus, der sich nach Süden in die angrenzenden Bündnerschiefer hinaus verliert. Die Rofnagneisschuppen südlich und westlich des Gurschus und des Plattenhorn, an der Basis des Averser Weißberges, bilden Relikte solcher in der Höhe nach Süden ausgreifender Gneisstiele. Indem nun dieselben mit den kristallinen Gesteinen der

Malojaserie in Verbindung zu stellen sind, erweisen sich die Rofnagneise als zur Margnadecke gehörend, als deren Basis man bisher in unserem Gebiet die im Hangenden des tektonischen Niveaus der Rofnagneise liegende Weißbergzone betrachtete.

Diese erstreckt sich im Gebiet der Wasserscheide von Oberhalbstein und Avers-Schams von SSE nach NNW und fällt im allgemeinen nach Osten ein. Ihr gehören die kahlen Marmor-Dolomitberge, der Averser Weißberg, der Schmorrasgrat (Piz Alv, P. 2726), der Gurschus, an. Die höherliegenden tektonischen Einheiten der Margnadecke (Gelbhorndecke, Flyschzonen, Plattadecke), welche die Berge gegen das Oberhalbstein und das nördliche Schams aufbauen, begrenzen das Gebiet der Lagerstätten des Val Ferrera im Osten. — Wie die Profile der Taf. 2 zeigen, sind die im folgenden zu besprechenden Eisen- und Manganerzlager auf den Rofnagneislappen des Piz Grisch beschränkt — mit einer einzigen Ausnahme (Schmorrasgrat).

III. Die Eisen- und Mangan-Erzlagerstätten.

Die Eisen-Manganerzlagerstätten des Val Ferrera gehören zu zwei Gruppen, je nachdem sie im Rofnagneis oder in der Trias liegen.

Bemerkenswert ist es, daß die Lagerstätten im Gneis (Taf. 1, I. II. III. IV.) auf eine tektonische Einheit, den Lappen des Piz Grisch, beschränkt sind. Dieser Gneislappen quert zwischen den beiden Triaszügen von San Martin und Außer-Ferrera das Bett des Averserrheins, steigt nach Westen axial an und streicht zwischen Seehorn und Surettahorn in die Luft aus, während er östlich des Averserrheins, an der Westseite des Piz Grisch, seinen Charakter als tauchende Gewölbestirn verrät (vgl. Abb. 2). — Die an den Kalk gebundenen Lagerstätten (V. VI. VII. VIII.) liegen in der Decktrias des Gneislappens des Piz Grisch Tafel 2 und Abb. 2), finden sich aber auch in der

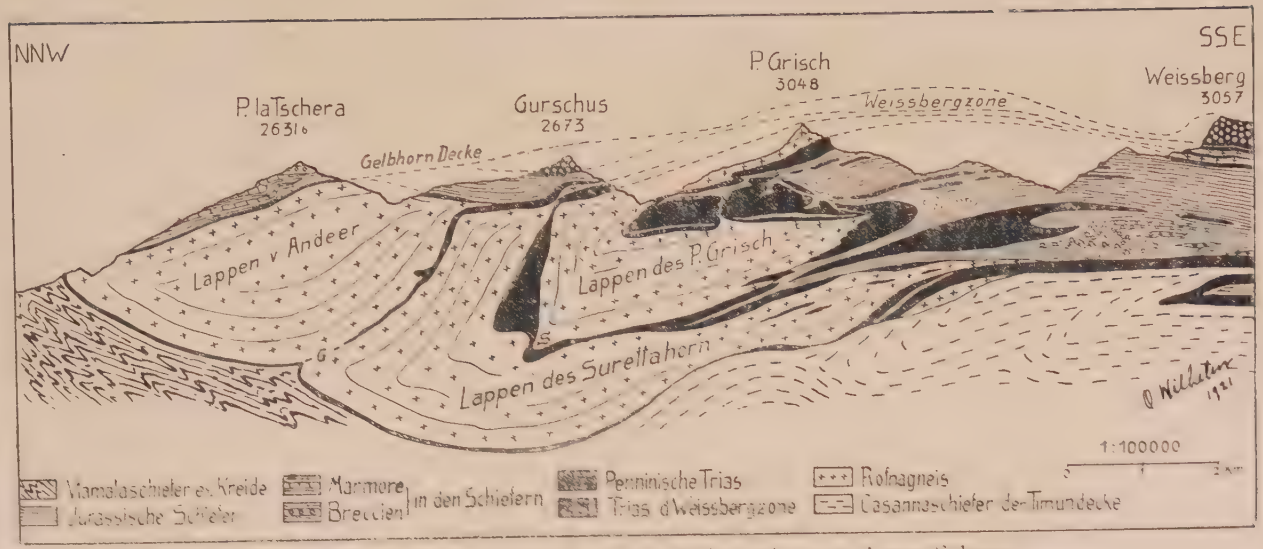


Abb. 2. Geologisches Profil durch die Rofnagneismasse Avers-Schams.

höheren tektonischen Einheit der Trias der Weißbergzone am Schmorrasgrat.

A. Lagerstätten im Gneis.

a) Sutt Foina.

Südlich der Alp Sutt Foina ob Außer-Ferrera findet sich zwischen 2110 und 2100 m über dem Meere eine Gruppe von Siderit-Lagerstätten, die auf einem alten Knappenweg von den Alphütten aus erreichbar sind (1). Sie liegen flözartig in der Gneisplatte, die sich auf das Nordende der Triastafel von Fianell (nördlich des Piz Mazza) legt. Das Streichen beträgt in der Gegend der Erzlager N 70°—78° W, das Fallen 15° bis 20° N.

Der tiefere Ausbiß (2110) besteht bloß aus einer ca. 1,5 m mächtigen Zone von stark mit Siderit durchtrümertem Gneis. Die mächtigeren Trümer sind in einigen kleineren Pingen abgebaut worden.

Der höhere Ausbiß hat eine Länge von über 250 m und steigt von 2130 m nach ESE. bis 2160 m an. Das Erzlager erreicht bei großen Schwankungen eine maximale Mächtigkeit von 8 m. — Der Erzkörper schwillt stellenweise rasch an, um sich bald wieder zu verdünnen; und stellt ein mehr wulstartiges Gebilde dar, das kein konkordantes Glied im Gneis bildet. Die Anschwellungen geschehen stets auf Kosten des Gneises und setzen diskordant gegen letzteren ab.

An solchen Stellen vermischt sich zudem das Erz mit dem Gneis und bildet vom Lager aus apophysenartige Fortsätze in den Gneis hinein.

Der Erzkörper hat also durchaus den Charakter einer epigenetischen Lagerstätte.

Das Erz ist durchweg Siderit, mehr oder weniger reichlich mit Quarz vermengt.

Die Erzstufen bilden ein feinkörniges, kristallines Gemenge von brauner bis gelblichweißer Farbe. Sekundäres Brauneisen imprägniert die ganze Masse oder bildet dicke Krusten.

Der Dünnschliff der Sideritstufen zeigt ein granoblastisches Gefüge von Siderit und Quarz mit spärlichen farblosen, kurzen Leisten und Schüppchen von muskowitartigem Glimmer. Mit zunehmender Reinheit des Erzes wächst der Siderit auf Kosten des Quarzes an, bis ein fast quarzfreies, granoblastisches Sideritgefüge entsteht. Da, wo dagegen der Quarz vorherrscht, ist der Siderit teils mit Quarzeinschlüssen erfüllt, teils überhaupt nur skelettartig zwischen den Quarzkörnern ausgebildet, wobei die Skelette oft auf größere Entfernung einheitliche optische Orientierungen aufweisen.

Im übrigen besitzt der Siderit die allgemeinen Eigenschaften der rhomboedrischen Karbonate: rhomboedrische Spaltbarkeit, hohe Lichtbrechung und stark negative Doppelbrechung; Zwillingslamellierung fehlt ihm. Oxydationserscheinungen machen sich durch schwache Braunfärbung auf den Spaltrissen und infolgedessen durch stärkeres Hervortreten derselben bemerkbar. Dadurch unterscheidet sich der Siderit vom Dolomit.

Die Analysen geben denn auch stets einen gewissen Gehalt an Fe_2O_3. Die Analyse einer braunen Sideritstufe (Nr. 1, Tabelle S. 34) vom spezifischen Gewicht 3,3 ergab einen Gehalt von 33 % Fe in Form von 56 % Siderit und 11 % Limonit.

Abbau: Im Westen (2130 m) tritt das Lager direkt an die Oberfläche und wurde ostwärts auf 60 m Länge ausgebeutet. Dann hörte auf fast 100 m die Abbauwürdigkeit überhaupt auf.

Im Osten (2160 m) hat der Ausbiß eine mittlere Mächtigkeit von 2 bis 4 m und wurde auf 100 m Länge mittels eines Schlitzes von 6 bis 10 m Tiefe und 2 bis 4 m Breite von oben angeschürft und abgebaut. Am E-Ende, wo das Lager sogar auf 8 m Mächtigkeit anschwillt, begann man mit dem Vortrieb eines Stollens.

Die geförderte Erzmenge mag etwa 3000 t betragen haben.

Die Lagerstätte von Sutt Foina hat heute ihren praktischen Wert verloren. Das Erz ist für seine geographische Lage zu geringwertig und die Ausdehnung der Lagerstätte zu beschränkt. Denn das Niveau, in dem das Erzlager liegt, streicht ringsum in die Luft hinaus und umfaßt keinen halben Quadratkilometer mehr im anstehenden Fels (vgl. Profil Tafel 2). Die Erzausbisse finden sich nur im nördlichen Teil dieses Niveaus, das Lager erstreckt sich daher über eine noch viel geringere Oberfläche.

b) San Martin-Mutalla.

Eine zweite vererzte Zone liegt im Rofnagneis auf der linken Rheinseite nördlich des Triaszuges von San Martin, etwa 80 m über der Gneis-Triasgrenze (II). Sie läßt sich verfolgen vom Rhein außerhalb der Eisenschmelze gegen Südwesten über San Martin-Mutalla bis auf 2530 m ü. M. oberhalb des kleinen Sees von Mutalla sura. Das Streichen ist N 65° W bis E—W, das Fallen 30° bis 45° N.

Wiederum sind die Mächtigkeiten des Erzes recht verschiedene, im Mittel 1 bis 2 m, im Maximum 4 bis 5 m, und die Gestalt des Erzkörpers ist eine sehr unregelmäßige. Die Erzführung der Zone ist im Ausbiß oft gänzlich unterbrochen.

Als Erze treffen wir sowohl Siderit wie Hämatit. In den Abbauen von San Martin findet sich hie und da Pyrit; auf Mutalla habe ich im Hämatit Rhodonit mit ein wenig Manganerz beobachtet. Siderit ist auch hier reich an säureunlöslichen Gemengteilen, vorwiegend Quarz. Eine Erzprobe von Mutalla (Analyse Nr. 2, Tabelle S. 34) ergab 29 % Fe in Form von 50 % Siderit und 7 % Limonit. Der Hämatit findet sich meist mit viel Quarz vermengt, bildet aber einige Flöze mit sehr gutem Erz: bis 60 % Fe (Analyse Nr. 3 und Nr. 4). Die Hauptmasse der Erze von San Martin-

Mutalla ist jedoch mit denjenigen von Sutt Foina identisch. Eigentümliche, für die genetische Deutung der Lagerstätten bedeutungsvolle, skarnartige Mineralaggregate begleiten das Erz oft nesterartig, oft auch salbandartig. Beispielsweise streicht an der Basis eines als Stütze stehen gelassenen Erzpfeilers im Abbau von San Martin der Gneis diskordant an das Sideritlager heran und setzt an einer wenige cm bis 1 m breiten, stark gefälteten, salbandartigen Zone scharf ab (Abb. 3).

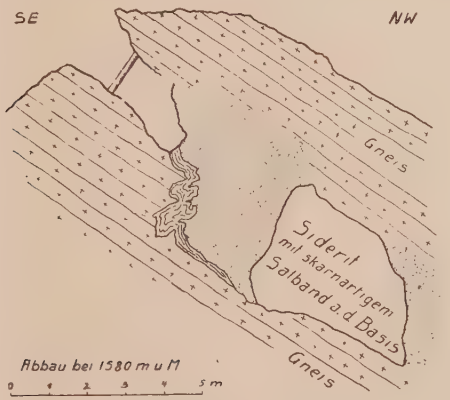


Abb. 3. Sideritlager San Martin.

Dieses Salband besteht vorwiegend aus Quarz, Glimmer und Pyroxen, wobei das eine oder andere Mineral überhand nehmen kann, so daß verschiedenartige Mineralaggregate entstehen: reiner Quarz, Quarz-Pyroxengemenge, dichte Pyroxenfelse, Quarz-Glimmergesteine, fast reine grüne Glimmeraggregate oder Gefüge aller 3 Gemengteile. Immer tritt Hämatit auf. Der Glimmer hat eine intensiv grüne Farbe und ist stark pleochroitisch. — Durchaus neuartig und merkwürdig ist das Auftreten eines hellgrünen, monoklinen Pyroxens. Das Mineral bildet, wo es vorherrscht, ein wirr gelagertes Aggregat strahlig nach c bis tafelig nach a und c

ausgebildeter Individuen. Vor dem Lötrohr ist es schmelzbar. Die Flächen (110) und (010), auch (001?) sind häufig zu beobachten. Neben der typischen Pyroxenspaltbarkeit nach (110) ist auch die Diallagspaltbarkeit nach (100) vorhanden. Brechung und negative Doppelbrechung sind hoch. Letztere wurde nach der Höhe der Interferenzfarbe zu etwa 0,06 bestimmt. Das Mineral zeigt sehr geringe Auslöschungsschiefe, α: c beträgt ca. 3,5° bis 4° im stumpfen Winkel 180^0-β. Ferner ist eine bedeutende Bissectricendispersion zu beobachten: $c : \alpha_\rho < c : \alpha_\upsilon$ Alle diese Eigenschaften weisen auf einen Na-Pyroxen, was auch auf chemischem Wege qualitativ festgestellt wurde. Nach allen seinen Eigenschaften ist der Pyroxen ein Ägirin, der in den dünnen Schnitten fast farblos erscheint und nur einen kaum bemerkbaren Pleochroismus zeigt.

In den Quarz-Glimmerpartien der Skarnmasse beobachtet man oft ein eigentümliches Auftreten von Albit. Er drängt sich oft zwischen den Quarzindividuen durch und bildet maschige Gewebe. Ferner scheinen die Glimmer häufig deutliche Umwandlung in Albit zu zeigen, auf welche Erscheinung wir weiter unten nochmals zu sprechen kommen werden. Fast reine Quarzpartien des Salbandes bestehen aus großen Quarzindividuen, die undulös auslöschen, entweder unter Verzahnung ineinander greifen oder durch Mörtelbänder voneinander getrennt sind. Einzelne Individuen zeigen vollständige Auflösung in Mörtelfelder, an deren Zusammensetzung nicht nur Quarz, sondern auch grüner Glimmer mit Albit und Pyroxen beteiligt sind. Hämatitleisten, zu Scharen gehäuft, sind an einzelnen Stellen gitterartig mit dem Quarz verwachsen.

Auf Mutalla finden sich in den Hämatitlagern skarnartige Pyroxengesteine mit bis 1 mm dicken und bis 5 mm im Durchmesser besitzenden, sechseckigen Tafeln von Hämatit mit nach R gestreifter

Basalfläche. Sie sind durch Kataklase teilweise stark mitgenommen, vielfach zerrissen und auseinander gezerrt. Die Zerrungsräume sind wieder ausgeheilt mit Quarz.

Abbau: Überall, wo die Ausbisse nicht unter Schutt liegen und einigermaßen verwertbares Erz zeigen, haben die Alten mit tonlägigen Schlitzen ausgebeutet. Die höchsten Schürfungen finden sich bei 2400 m, die Reste der obersten Knappenhäuser auf 2300 m.

Die Erze wurden unten am Rhein verhüttet. Davon zeugen noch die Ruinen der Aufbereitungsanlage sowie zweier am Rheinufer gelegenen, zerfallenen Öfen.

Der bedeutendste Abbau, der von San Martin, ist ein 150 m langer, 8 bis 12 m tiefer tonlägiger Schlitz zwischen 1560 und 1590 m ü. M. Bei 1590 m endigt der Ausbiß mit einzelnen Erzschlieren, die sich in den Gneis hinaus verlieren. Die vererzte Zone wird auf eine kurze Strecke taub. Das abgebaute Erz ist Siderit, im Mittel von 1 bis 2 m Mächtigkeit, oft begleitet von Hämatit führendem Quarzit und mit diesem zusammen bis zu 4 m Mächtigkeit anschwellend. Wiederum, wie auf Sutt Foina, setzen die Anschwellungen diskordant am Gneise ab und besitzen dann oft jene eigentümlichen, skarnartigen Salbänder (vgl. Abb. 3).

Haben wir im Lager von San Martin vorwiegend Siderit angetroffen, so wird gegen Westen auch die Hämatitführung der vererzten Zone stärker. Der Hämatit ist mit viel Quarz vergesellschaftet und reichert sich darin lamellen- und schichtweise zu hochwertigem Erz an (Abb. 4).

Nester von grünem Pyroxen (z. B. am Weg nach Mutalla bei 1825 m ü. M.), Marmornester, dünne, grüne Glimmersalbänder begleiten oft diese Hämatit-Quarzitlager.

In den auch auf der Siegfriedkarte eingetragenen Eisengruben von Mutalla sura bei 2100 m

ü. M. wurde hauptsächlich gutes Hämatiterz (Analyse Nr. 3) von über 60 % Fe bei einer Mächtigkeit von 1 bis 1,5 m gewonnen. Die hochwertigen Hämatiterze haben ein spezifisches Gewicht von 3,7 bis 3,8.

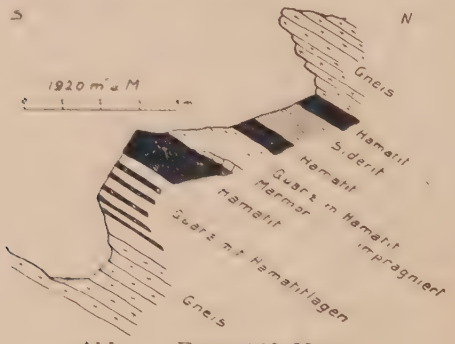


Abb. 4. Erzausbiß Mutalla.

Weiter oben befindet sich noch ein weiteres Dutzend alter Abbaustellen, Pingen und Schlitze, in denen Siderit und Hämatit bis zu 1 m Mächtigkeit ausgebeutet wurde.

Im ganzen mögen in dem Abbaurevier von San Martin-Mutalla etwa 8000 t Erze gegraben worden sein. Es ist zu erwarten, daß die Erzführung der Zone, die auf mehr als 2 km im Ausbiß zu verfolgen ist, auch gegen die Tiefe zu aushält, und daß noch ein Erzvorrat von mehreren Millionen Tonnen mit einem Eisengehalt von über einer Million Tonnen vorhanden ist. Trotzdem hat die Lagerstätte heute ihre technische Bedeutung verloren.

c) Val Sterla.

Auf der rechten Seite des mittlern Val Sterla, auf 2050 m ü. M. findet sich ein weiteres kleines Sideritlager mitten im Gneis (IV). Es ist von der oberen Hütte von Samada sura (1934 m) aus auf einem alten Knappenweg zugänglich. Der Ausbiß

ist ca. 200 m lang, die vererzte Zone 2 bis 2,5 m mächtig. Das Streichen ist N 66° W, das Fallen 27° NNE.

Der Siderit ist auch hier mit viel Quarz vergesellschaftet und reichert sich nur nesterweise zu gutem Erz an, das im übrigen dieselben Eigenschaften aufweist wie der Siderit von Sutt Foina. Sideritschlieren strahlen auch hier vom Erzlager in den benachbarten Gneis hinaus.

Der Abbau beschränkte sich auf zwei kurze Strecken; es wurden ca. 500 t Erz gewonnen.

Das Lager ist in seiner Ausdehnung sehr beschränkt, das vererzte Niveau bleibt südlich und nördlich des beschriebenen Ausbisses taub. Der Erzvorrat ist also hier gering.

d) Samada.

Auf der rechten Seite des Val Ferrera, nördlich Inner-Ferrera, 290 m über der Talsohle, befindet

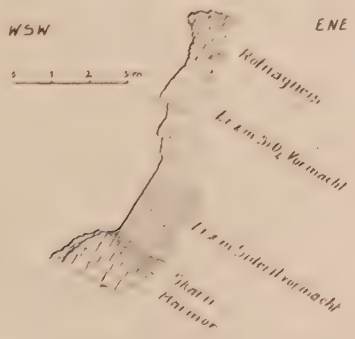


Abb. 5. Sideritlager Samada.
1720 m ü. M.

sich am Wege nach der Alp Samada bei 1720 m ü. M. das Sideritlager von Samada (III). Es liegt am Kontakt von Gneis und Trias. Das allgemeine Streichen ist ca. N 25° W, das Fallen ungefähr 37° ENE (vgl. Abb. 5).

Der Ausbiß hat eine Länge von etwa 15 m und eine maximale Mächtigkeit von 5 m. Rechts und links fingert das Erz im Gneis aus. Feine grüne Glimmerlamellen begrenzen salbandartig die in den Gneis hinaus sich verlierenden Erzschlieren. Auch im Dach des Lagers ist der Gneis von Siderit durchtrümert.

20 m nördlich vom Hauptausbiß findet sich nochmals ein kleiner Ausbiß von 2 m Mächtigkeit. Eigentümlicherweise liegt an seiner Basis Bündnerschiefer, während das Hauptlager von Samada unten an Marmor grenzt. Ferner läßt sich bei genauerem Zusehen feststellen, daß der Gneis mit den Erzausbissen gegen sein Liegendes mit flacher Diskordanz absetzt, daß also die beiden Erzlager, die ja an seiner Basis liegen, nicht im selben Niveau des Gneises aufsetzen. Die Diskordanz ist tektonischer Natur, und zwar handelt es sich um eine jener Überschiebungen im Sedimentmantel des Gneislappens des Piz Grisch, wie sie in der Umhüllung der zurückgelegten Stirn des Lappens häufig sind. Das Fehlen des Quarzites an der Grenze zwischen Gneis und Trias spricht selbst schon für eine Überschiebung.

Das Erz findet sich also an eine Überschiebungsfläche gebunden.

Wie bei den übrigen Erzlagern im Gneis besteht der Erzinhalt auch hier hauptsächlich aus Siderit mit Quarz als Begleitmineral. Es wurde darin auch ein geringer Mn-Gehalt nachgewiesen (Analyse Nr. 7 evtl. Nr. 20). Im oberen Teil des Lagers herrscht gewöhnlich Quarz vor, wobei der Eisengehalt keine 20 % erreicht (Analyse Nr. 7); unten findet sich gutes Sideriterz, dessen Eisengehalt um 30 % schwankt, und dessen Mächtigkeit im besten Falle 2 m beträgt. Von hier stammt wohl die Probe von Analyse Nr. 20.

An der Grenze gegen den Kalk liegt an der Basis des Hauptlagers eine bis 80 cm mächtige, diskordant am Marmor absetzende und mit diesem ver-

fingerte, skarnartige Erzbildung. Sie besteht hauptsächlich aus Magnetit und Hämatit neben Quarz und grünem Pyroxen.

Der Magnetit tritt in mehr oder weniger deutlichen Idioblasten von 2 mm Durchmesser bis zu mikroskopischen Dimensionen auf. Ausgebildet sind an ihm die Flächen (111) und (100). Zwillinge nach (111) sind oft zu beobachten. Quarz und Pyroxen finden sich hie und da als Einschlüsse, und es fehlen auch Fälle nicht, wo die idioblastische Gestaltung des Magnetites durch die übrigen Mineralien verhindert wurde. Ferner zeigt er oft kelyphitartige Umrandung von strahlig angeordneten, parallel nebeneinander gelagerten, länglichen Quarzindividuen. Der Magnetit scheint in diesem Falle ausrichtend auf den in seiner Umgebung gebildeten Quarz gewirkt zu haben, was zu dieser zentrischen Struktur führte.

Der Hämatit ist nicht allgemein verbreitet. Kommt er vor, so durchdringt er das Gestein schwarmweise oder bildet blättrige, opake Lagen, die den Magnetit oft ganz umschließen. U. d. M. erscheint im reflektierten Licht der grobkörnige Magnetit matt stahlgrau, während der Hämatit lebhaft weißlich-grau schimmert.

Im übrigen bildet Quarz allein oder mit Pyroxen vermengt oder Pyroxen allein die weiteren wesentlichen Gemengteile des vorliegenden Skarn. Der Quarz ist granoblastisch, verzahnt und undulös auslöschend. Beim Pyroxen handelt es sich wiederum um jenes ägirinartige Mineral, das wir bereits bei den skarnartigen Bildungen von San Martin angetroffen und beschrieben haben. Der Pyroxen ist selten vollkommen homogen. Meist ist er reich an Quarzeinschlüssen, die sich so anhäufen können, daß er siebartig durchlöcherte Individuen bildet, oder im Schliff in einzelne Fetzen aufgelöst erscheint. Hämatit und Magnetit sind ebenfalls als Einschlüsse im Pyroxen zu beobachten.

Zu erwähnen ist noch das spärliche Auftreten eines tiefgrünen Glimmers mit starkem Pleochroismus: a gelblich, b und c grün. Er besitzt einen kleinen Achsenwinkel, nähert sich in seinen Eigenschaften also einem grünen Biotit. Albit als Begleiter des Glimmers fehlt auch hier nicht. Die Kataklase hat an den vorliegenden Skarnen sehr stark gewirkt, besonders wurden die harten Magnetitkörner davon betroffen. Ihre kataklastischen Risse sind meist mit Quarz oder Calzit wieder ausgeheilt.

Unmittelbar am Kontakt mit dem liegenden Marmor ist das Quarz-Pyroxengefüge durch eindringenden Calzit oft völlig zerstört und verdrängt worden (Analyse Nr. 6).

Der Abbau des Hauptlagers von Samada geschah mittels einer tonlägigen Pinge auf etwa 15 m Breite und förderte ca. 400 t Erz. Auch der kleinere Ausbiß wurde angeschürft. Im ganzen handelt es sich hier wiederum um ein Erzvorkommen von sehr beschränkter Ausdehnung.

e) Kleinere Vorkommen.

Kleinere Vorkommen von Siderit im Gneis, gewöhnlich an oder in der Nähe der Grenze gegen die Trias, trifft man hier und da. Auf der rechten Tobelseite des Val Sterla findet sich bei 1825 m ü. M. eine kleine Sideritlinse von 1 m Mächtigkeit auf einer Überschiebungsfläche zwischen Marmor und Gneis.

Andere solche Sideritvorkommen habe ich im Gneis unter dem Piz Mazza, wo die Überschiebungsfläche einsetzt, ferner in der Gneiskappe des Piz Grisch beobachtet. In der Moräne des Fianellgletschers sind Sideritstufen nichts Seltenes.

Im allgemeinen sehen wir, daß die Erzvorkommen im Gneis auf Stellen, wo die Dislokationen Diskontinuitäten geschaffen haben, beschränkt sind.

B. Lagerstätten in der Trias.

In diesem Abschnitt fasse ich diejenigen untereinander analogen Lagerstätten zusammen, die in den Gesteinen der Trias oder auf Überschiebungsflächen zwischen Triasserien aufsetzen.

Ihr Inhalt besteht aus oxydischen Erzen, Hämatit einerseits, Hausmannit andererseits. Siderit kommt nicht mehr vor.

a) Fianell — Piz Mazza — Oberes Val Sterla.

In der zwischen dem Gneis des Piz Grisch und der Alp Samada eingeklemmten, im südlichen Teil stark verfalteten Trias von Fianell—Piz Mazza—Oberes Val Sterla befinden sich die bedeutendsten Hämatitlagerstätten des Val Ferrera (V). Spuren der Vererzung sind in der betreffenden Zone häufig, hier und da tritt aber das Erz in größerer Menge als linsenartige, seltener schichtige Einlagerung auf.

Das wichtigste Erz ist der Hämatit, der aber stets einen bedeutenden Gehalt an Quarz aufweist, wodurch die Qualität des Erzes größtenteils ungünstig beeinflußt wird. Der Eisengehalt des guten Erzes übersteigt dann gewöhnlich 40 % wenig (Analyse Nr. 10), während der Quarzgehalt über 80 % erreichen kann (Analyse Nr. 9).

In geringem Maße findet sich auch Manganerz, teils als Rhodonit, teils als Hausmannit mit über 30 % Mangan (Analyse Nr. 11). Der Rhodonit stimmt mit dem von W. Grenouillet (lit. 29, S. 29) von der Danazalp beschriebenen überein, auch hier finden wir, im Gegensatz zu den skandinavischen Vorkommen, optisch positiven Charakter.

An den Enden fingern die Erzausbisse gewöhnlich in den Marmor aus, wobei schließlich spärliche schwarze Schmitzen noch die seitliche Fortsetzung des Flözes bilden. Sie zeigen einen eigentümlichen, skarnartigen Mineralbestand, nämlich ein Gemisch von Hämatit und einer dünnstengeligen,

schwarzen, oft strahlig angeordneten Na-Hornblende. Letztere findet sich einzeln in den an die Hämatit-Hornblendeschmitzen angrenzenden Gesteinspartien. Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser Amphibolskarne stellte sich heraus, daß nicht nur das Auftreten, sondern auch die Art der Hornblende neu ist.

Morphologisch besitzt sie die gewöhnlichen Eigenschaften der Amphibole: stengelige Ausbildung, prismatische Spaltbarkeit mit dem Winkel von 124. Optisch steht sie dem Riebeckit am nächsten. Die Elastizitätsrichtung a hat dieselbe Orientierung wie beim letzteren; sie ist für Na-Licht etwa 6° zur c-Achse geneigt. Die Bestimmung der Orientierung von b und c gelang infolge der intensiven Eigenfarbe sowie der starken Dispersion des Minerals nicht mittels der Interferenzfarben, dagegen durch Bestimmung der Lage der optischen Achsenebene. Im Gegensatz zu Riebeckit steht die optische Achsenebene senkrecht (010) und ist nur um wenige Grad zu (100) geneigt. Die b-Achse entspricht somit c. c scheint die spitze Bissectrix zu sein.

Die Absorptionsfarben stimmen qualitativ mit denen überein, die H. P. Cornelius[1]) am Riebeckit vom Gravasalvas beobachtete, nur verteilen sie sich teilweise auf andere Elastizitätsrichtungen. a blaugrün (wie Riebeckit von Cornelius), b gelblich (Riebeckit violett), c violett (Riebeckit gelblich). Der Hämatit tritt als Einschluß oder als Ausfüllung der Zwischenräume des Amphibolaggregates auf.

Das Vorkommen von Na-Hornblende, deren Entstehung zweifellos mit der Erzbildung zusammenhängt, beweist also, daß auch hier wie in den Lagerstätten im Gneis bei der Bildung des Erzes

1) Petrographische Untersuchungen aus den Bergen zwischen Seplimer- und Julierpaß. N. Jahrb. für Min. usw., Beilage Bd. XXXV, Stuttgart 1912, S. 446.

neben dem Eisen und Mangan auch ein gewisser Na-Gehalt eine Rolle spielte. Es fehlt daher der ägirinartige Na-Pyroxen, den wir aus den Lagerstätten des Gneis kennen, in denen des Kalkes nicht. Er findet sich beispielsweise an der Basis des östlichen Flözes von Fianell in einem mürben, braunen unscheinbaren Gestein. Er ist dort von Limonit pigmentiert und mit wenig Hämatit und Calzit vergesellschaftet.

Unter den die Erzlager begleitenden Mineralien finden sich ferner auch apfelgrüne Aggregate von Zoisit. Im Dünnschliff ist er farblos und erscheint nach der b- und c-Achse gestreckt. Die Flächen (110) und (010) herrschen vor. Die Spaltbarkeit nach (010) ist gut, die nach (100) auch angedeutet.

Die Elastizitätsrichtungen verteilen sich wie folgt: $c = a$, $b = b$, $a = c$; das Mineral ist also Zoisit a. Die Doppelbrechung ist sehr gering. An einem allerdings undulös auslöschenden Schnitt tritt eine negative spitze Bissectrix aus, während der optische Charakter des Minerals als positiv angegeben wird. Der Achsenwinkel ist sehr gering, die Achsenebene liegt in (010).

In der Nähe der Erzlager fallen auch am Kalk einige Veränderungen auf, die mit der Erzbildung im Zusammenhang stehen. Er zeigt oft geringe Erzimprägnationen in Form dunkler Adergewirre, die auf den hellen Flächen dunkle Netze bilden und dem Gestein geradezu ein brecciöses Aussehen mit dunklem, erzhaltigem Bindemittel verleihen.

Die mit Hämatit imprägnierten Partien des grobgranoblastischen Marmors zeigen ferner Umkristallisation unter Verkleinerung des Korns. Schließlich ist auch hier die Quarzführung beträchtlich, wie auch die Erzlager selbst aus quarzreichen Erzen bestehen.

Abbau: Die wichtigsten Lagerstätten von Fianell—Piz Mazza—Ob. Val Sterla finden sich im

nördlichen Teil des Reviers auf der nach Nordwesten abfallenden Kalkdolomitplatte von Fianell.

Der östliche Ausbiß liegt auf einer Höhe von 2300 m ü. M., hat eine Länge von etwa 200 m und in seinem nördlichen Teil eine maximale Mächtigkeit von 9 m. — Die Mächtigkeit des Erzes nimmt nach Süden rasch ab, indem das Flöz in den Marmor ausfingert. Manganerz findet sich nur wenig. Es sind im Ausbiß eine geringe Anzahl von Mn-Erznestern zu beobachten, die aber nicht mehr als 5 qm der Oberfläche einnehmen und neben Hausmannit reich an Rhodonit sind.

Das mittlere Streichen beträgt ca. N 80° W, das Fallen 20° bis 35° N. Der Abbau beschränkte sich auf die nördlichen 80 m des Ausbisses.

Etwa 5000 t Erz wurden im Tagebau, teils steinbruchmäßig, teils mittels eines 30 m langen Schlitzes ausgebeutet. Davon war aber nur etwa die Hälfte verwertbar, da das Erz, wie schon gesagt, zum Teil sehr quarzreich ist.

Ein zweiter, ca. 500 m langer Zug von Ausbissen findet sich auf der westlichen Hälfte der Triastafel von Fianell (mittleres Streichen ca. N 85° W, Fallen 14° N).

Beschaffenheit und Erzinhalt der Lagerstätte sind dieselben wie bei dem östlicheren Flöz. Das Manganerz ist hier ebenso spärlich vertreten.

Diese Lagerstättengruppe wurde an vielen Stellen ausgebeutet. Nur an einer einzigen Stelle hat das Erzflöz eine Dicke von etwa 6 m auf 40 m Länge. Es wurden im ganzen ungefähr 1000 t abgebaut.

Etwas weiter südlich befindet sich ein Flöz auf 2480 m mit 1 bis 1,5 m Mächtigkeit, wo in drei Pingen wenig Erz gewonnen wurde.

Die übrigen Ausbisse, die auf der Karte eingetragen sind, gehören nur unbedeutenden Vorkommen an.

Nordöstlich des Gipfels des Piz Mazza auf 2760 m bis 2800 m finden sich im Rötidolomit Erz-

lagen auf einer Strecke von 100 m Länge. Die Mächtigkeit beträgt an einer Stelle 1,2 m.

Das Flöz wurde hier von den Alten auch angeschürft.

Im oberen Val Sterla, auf der linken Tobelseite, liegt im Marmor ein nicht leicht zugängliches, etwa 200 m langes Erzflöz mit Manganerznestern, dessen Ausbiß aus dem Tobel von 2410 m gegen SE bis 2520 m ansteigt (2490: Str. N 65° W. F. 42° NNE), dort umbiegt und dann nordwärts wieder auf 2510 m abfällt.

Die größte Mächtigkeit beträgt 3 m. Bei 2430 m befindet sich ein 2 m, bei 2490 m ein 0,3 m und bei 2520 m ein 1 m mächtiges Manganerznest mit Rhodonit und Hausmannit. Auch aus dieser Lagerstätte wurden etwa 200 t Erz herausgeholt.

Die Verteilung der Lagerstätten in dem Triaskörper von Fianell—Piz Mazza—Ob. Val Sterla deutet darauf hin, daß dessen Inneres noch große Quantitäten Erz enthalten muß; nur ist es unmöglich, die Lage der Flöze genau anzugeben, da die Ausbisse zeigen, daß die Erzführung an kein bestimmtes tektonisches Niveau geknüpft ist.

b) Schmorrasgrat.

Die Hämatitlagerstätten des Schmorrasgrates westlich der Alp Schmorras (VIII) liegen teils auf, teils schon jenseits der Grenze der Landschaft Schams auf dem Boden des Oberhalbsteins. Der dreiteilige Grat bildet das tektonische Bindeglied zwischen Averser Weißberg und Gurschus, gehört also einer höheren tektonischen Einheit an als der Gneislappen des Piz Grisch und die Trias von Fianell usw.

Das Erz ist im allgemeinen bedeutend besser als dasjenige von Fianell und enthält bis 60 % Fe (Analysen Nr. 12 und 13).

Im südlichen Gratstück mit dem Piz Alv ist die obere Trias (graue schieferige Kalke,

Marmore und Dolomite) ca. 600 m nordöstlich des Gipfels bei 2700 m ü. M. auf einer Länge von etwa 100 m und mit einer Mächtigkeit von ca. 20 m eisenschüssig. An wenigen Stellen ist das Roteisen flözartig zu kompakterem Erz verdichtet und wurde abgebaut. Das eine Flöz von ca. 20 m Länge hat im Maximum 2 m Mächtigkeit im Ausbiß (Str. N 80° E, F. 35° S).

Eine etwas tiefere Dolomitbank (Str. N 5° W, F. 60° E) ist auf 100 m Länge stark eisenschüssig und an vier Stellen angehauen. Auch hier finden wir wiederum die von Fianell bekannten Hämatit-Hornblendeskarne.

Ungefähr 200 m nordöstlich zieht durch ein Tälchen von E herauf ein Rauhwackezug, der an der Basis eines überschobenen, nördlich davon gelegenen Triasstückes liegt. Sowohl die Rauhwacke wie der hangende Kalk sind eisenschüssig und führen an einigen Stellen hochwertiges Eisenerz (Analyse Nr. 13).

Ähnlich, jedoch reichlicher ist die Hämatitführung im mittleren 750 m langen Stück des Schmorrasgrates. Ein ziemlich konstantes, eisenschüssiges Niveau, das ringsum in die Luft ausstreicht, enthält bis 0,5 m mächtige kompaktere Erzflöze, die auf dem Rücken des Grates oft an der Oberfläche liegen und an mehreren Stellen ausgebeutet wurden. Im Norden, 2590 bis 2610 m ü. M. (Str. N 75° E, F. 50° W), haben die Abbaue eine Länge von 120 m, auf der Gratmitte, 2620 m (Str. N 10° E, F. 40° W), eine solche von ca. 50 m.

Auch im nördlichen Gratstück mit P. 2726 führt der Triaskalk am Gipfel ein Erzlager mit einer maximalen Mächtigkeit von 4 m. Es wurde ebenfalls abgebaut.

Im ganzen wurden im Schmorrasgrat etwa 2000 t Erz gewonnen.

Die Ausdehnung der Erzlager ist eine geringe. Sie liegen alle ziemlich oberflächlich oder nur in

geringer Tiefe und streichen teilweise überhaupt allseitig in die Luft aus.

Zu erwähnen ist noch, daß die Marmore des Piz Alv in dessen Nordwand Bleiglanz führen.

c) Starlera.

Westlich des Piz Starlera befindet sich auf 2400 m ü. M. und 1000 m über der Talsohle ein Lagerstättenzug von ganz eigenartiger tektonischer Stellung (VI). Er liegt über dem südwärts geschlossenen Gneiskern des geschleppten Piz Grisch-Lappens (Querprofil der Tafel 2) auf einer Überschiebungsfläche innerhalb des Triasmantels des Gneises. Auf dieser Überschiebungsfläche finden wir einerseits stark verknetete Ton- und Kalkschiefer (Bündnerschiefer), Marmore und Mylonite, andererseits Erz, das längs der ganzen Überschiebungsfläche deutlich an Marmor gebunden vorkömmt und an einer Stelle zu größerer Mächtigkeit anschwillt, im sog. Erzlager von Starlera.

Die Mylonite, die besonders schön im Hangenden und Liegenden dieses Erzlagers auftreten, und die bei oberflächlicher Betrachtung noch einen stark verkneteten Gneis vortäuschen, erweisen sich u. d. M. fast ausschließlich aus Calzit und Talk bestehend, und nur noch einzelne Partien von weniger stark angegriffenem Gneisgefüge verraten, daß das Gestein einen mylonitisierten Rofnagneis darstellt. Im Dach des Erzlagers von Starlera findet sich ein weiteres mylonitartiges Gestein, ein äußerst intensiv gefältelter Talkschiefer mit Rutil und Zoisit als Gemengteile, ferner aber auch mit jenem aegirinartigen Pyroxen, der bei den Lagerstätten im Gneis beschrieben wurde. Zu diesen, tektonisch äußerst stark mitgenommenen, als Indikatoren der Überschiebungsfläche fungierenden Myloniten steht in seltsamem Gegensatz das Erzlager, das nur geringe tektonische Beanspruchung zeigt, ein Beweis, daß es den Überschiebungsprozeß kaum mitgemacht haben,

sondern erst nachträglich auf der Überschiebungsfläche selbst entstanden sein kann.

Dieses Erzlager von Starlera nun bildet einen linsenförmigen Erzkörper von ca. 20 m Breite und 8 m Dicke im Ausbiß. Die Begrenzung des Erzes links und rechts ist keine scharfe, die Erzführung hört auf der Überschiebung nicht auf. Bis an das SE-Ende derselben und bis 60 m nach Norden (von der Mine weg) finden sich eisenschüssige Quarzite und Kalke, die mit den Schiefern verknetet sind.

Gegen das Innere des Berges nehmen Brèite und Mächtigkeit des Hauptlagers zu. Gegenwärtig beträgt die letztere vor Ort — 30 m vom Eingang entfernt — ca. 10 m. Das mittlere Streichen ist ca. N 30° W, das Fallen 25° bis 30° ENE.

Das geologische Profil durch das Erzlager wurde in verschiedenen Stadien des Abbaues aufgenommen, d. h. im September 1918 durch C. Schmidt und W. Grenouillet und im September 1920 durch mich (vgl. A und B a, b, c der Abb. 6).

Auf dem basalen Rötidolomit liegt ca. 1 m stark marmorisierter Gneismylonit. Darauf folgt eine 0,5 m mächtige, nach innen auskeilende Marmorschicht, die mit Hämatit imprägniert ist. Nun beginnt das eigentliche Erzlager mit 4 m Hämatit-Quarzit und einer bzw. zwei dünnen Zwischenlagerungen stark gefältelter, brauner Serizitschiefer. Das Erz ist sehr minderwertig, enthält nur wenig über 20 % Fe (Analyse Nr. 14, Tabelle S. 34).

Hochwertiges Eisenerz findet sich darin nur in einzelnen Lagen.

In diesem Niveau des Erzlagers finden sich stark geschieferte Partien, die im Dünnschliff ein schieferiges, lagentexturiertes Gefüge von Hämatit, farblosem bis hellbraunem Glimmer, aegirinartigem Pyroxen und Zoisit darstellen. Der Glimmer ist feinfaserig bis feinschuppig, der Pyroxen kleinkörnig. Wir haben hier wohl wiederum skarnartige

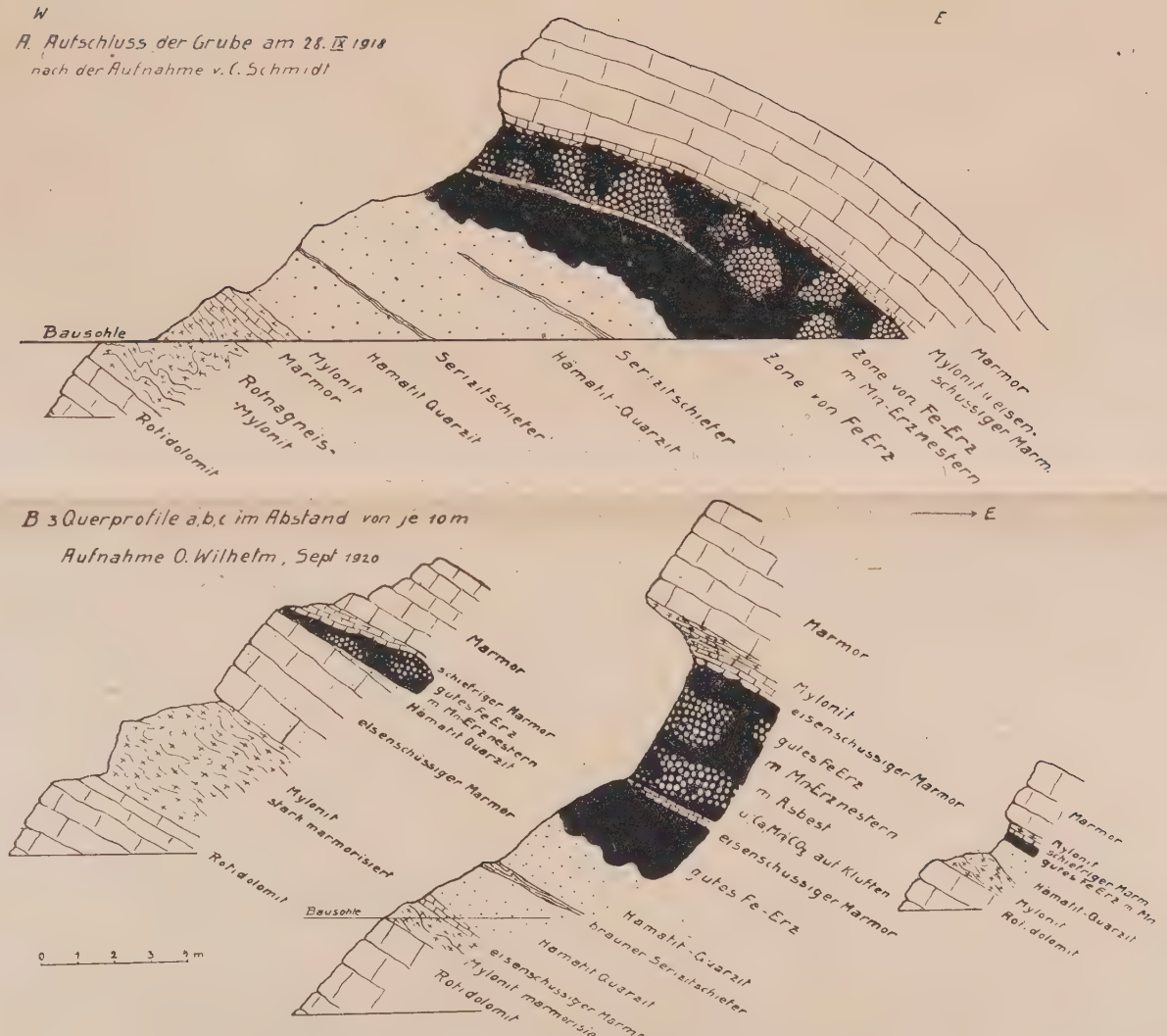


Abb. 6. Eisen-Manganerzlager von Starlera, 2420 m ü. M.

Bildungen vor uns, wie wir sie schon mehrfach begegneten.

Über diesen minderwertigen Erzgesteinen folgt am Ausbiß ein 3 bis 4 m mächtiges, vorzügliches Roteisenerz mit gegen 60 % Fe (Analyse Nr. 15). Eine ca. 0,5 m mächtige Schicht von schieferigem, eisenschüssigem Marmor mit Asbest und rosenrotem, Mn-haltigem Calzit (ca. 5 % Mn) auf Klüften teilt das Erz in eine untere (1 m) und eine obere (2 m) Bank.

Letztere führt nun in Nestern das wertvolle und den heutigen Abbau verursachende Manganerz, das 1917 von Ingenieur J. Markwalder entdeckt wurde. Diese Nester haben sehr verschiedene Größe und sind sehr unregelmäßig begrenzt. Das Erz ist oft von Klüften, die mit Mn-haltigem Calzit und Asbest wieder ausgeheilt sind, durchzogen. Gegen die Tiefe zu keilt die erwähnte trennende Marmorschicht aus, und die Mächtigkeit des Erzes nimmt zu. Vor Ort hat die Zone mit den Manganerznestern etwa 4 m, das übrige Erz zusammen mit dem tieferen Hämatit-Quarzit etwa 10 m Mächtigkeit erreicht.

Eisenreiches und manganreiches Erz sind gut voneinander zu unterscheiden. Letzteres ist schwarz, ersteres hat einen Stich ins Bläuliche und gibt den roten Strich; beide brechen kantig.

Das Manganerz ist Hausmannit, was auf chemischem Wege leicht festgestellt werden kann. Das Erz besitzt nämlich einen gewissen Oxydationswert. Aus drei Bestimmungen an verschiedenen Erzen entsprach die Menge MnO_2, die aus dem bestimmten Oxydationswert berechnet wurde, jedesmal einem Drittel des Mangangehaltes. Die chemische Formel des Erzes lautet daher $MnO_2 \cdot 2\,MnO = Mn_3O_4 =$ Hausmannit.

Die Analysen ergaben weiter, daß die beiden Erze Hämatit und Hausmannit nicht scharf voneinander getrennt, sondern miteinander gemischt

Lagerstätten im Gneis											
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Lokalität Erz Analytiker	Sutt Foina Siderit Hinden	Mutalla Siderit Wilhelm	Mutalla Hämatit Wilhelm	San Martin Hämatit Hinden	Samada Skarn Hinden	Samada Skarn Wilhelm	Samada Siderit Hinden	Val Ferrera Siderit Husemann	Fianell Hämatit Wilhelm	Fianell Hämatit Wilhelm	Fianell Mn-Erz Wilhelm
SiO_2	10 60	34,67	10,93	6,45	35,60	18,56	51,65	10,47	80,08	14,98	6,15
Al_2O_3	3,01	—	—	4,26	5,60	—	2,76	—	—	—	—
Fe_2O_3	10.26	6,57	89,00	76,80	46,55	57,05	5.02	6,98	18,29	57,33	10,92
FeO	33.69	30,29	—	—	11,22	17,48	17,17	38,80	—	—	—
Mn_2O_4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	45,27
MnO	—	—	—	—	—	—	1,81	4,46	—	—	—
CaO	2,40	3.11	—	4,70	Spur	3,14	2,40	2,27	0,86	0,63	14,43
MgO	5,47	1,26	—	0,25	—	0,66	1,39	4.49	—	—	6,30
CO_2	32.59	22,29	—	5.15	0,65	3.16	16,05	33,24	0,68	0,51	19.33
H_2O	0.25	0,74	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Fe	33	29.33	62.29	54	41	52 37	17	35 02	12,80	40 13	7,63
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,61
Hämatit	—	—	89	79	22	18	—	—	18	57	11
Limonit	11	7	—	—	—	—	6	7	—	—	—
Magnetit	—	—	—	—	36	56	—	—	—	—	—
Siderit	56	50	—	—	—	—	30	62	—	—	—
$MnCO_3$	—	—	—	—	—	—	2	0	—	—	—
Hausmannit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	45
$(Ca,Mg)CO_3$	18	8	—	10	—	7	7	13	2	1	38
Quarz und Silikate	15	35	11	11	42	19	55	10	80	42	6

1) Analysen 16, 17, 19 wurden mir in freundlicher Weise von der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der Schweiz.

und Manganerze des Val Ferrera.

Lagerstätten in der Trias										
12	13	14	15	16[1])	17[1])	18	19[1])	20	21	22
Piz Aly Hämatit Wilhelm	Alp Schmorras Hämatit Wilhelm	Starlera Hämatit Hinden	Starlera Hämatit Wilhelm	Starlera Fe Mn-Erz Glauser	Starlera Fe-Mn-Erz Glauser	Starlera Fe-Mn-Erz F. Fehlmann	Starlera Fe-Mn-Erz Glauser	Starlera Mn-Erz Wilhelm	Val Ferrera Hämatit Husemann	Val Ferrera Hämatit Husemann
0,88	27,89	66,85	3,41	18,12	11,94	6,86	17,78	0,88	29,32	0,40
—	—	1,01	—	—	0,16	—	—	—	3,88	—
84,87	69,11	32,09	85,13	39,78	38,31	29,17	10,47	2,06	65,33	99,20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,67	25 02	29,52	47,59	56,29	77,84	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,11	1,60	—	—	0,58	6,24	—	3,85	8,42	0,39	0,33
1,35	—	—	—	—	1,52	—	1,08	2,49	0,33	—
6,30	1,26	—	—	—	—	—	—	9,82	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59,36	48,39	22,50	59,54	30,84	29,74	20,40	8,12	1,44	45,73	69,44
—	—	—	1,92	18.02	21,24	34,27	40,50	55,81	—	—
85	69	32	85	40	38	29	10	2	65	99
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	25	30	48	56	77	—	—
14	3	—	—	—	—	—	—	20	2	—
1	28	68	3	18	12	7	18	1	33	1

Erzlagerstätten zur Verfügung gestellt.

sind. Der Mangangehalt schwankt zwischen 0 und ca. 55 %, der Eisengehalt steigt bis gegen 60 % (Analysen Nr. 15 bis 20). Das spezifische Gewicht des besten Manganerzes beträgt 4,0.

Im Dünnschliff des guten Hämatiterzes nimmt natürlich der Hämatit die größte Oberfläche ein. Die opake Masse erscheint im reflektierten Licht lichtgrau schimmernd mit wenigen mattschwarzen Tupfen, welche von Hausmannit herrühren.

Der geringe Mn-Gehalt der Fe-reichen Erze entspricht also nicht einer isomorphen Beimischung von Mn_2O_3 zu Fe_2O_3, sondern ist als Hausmannit dem Eisenerz beigemengt, wie übrigens auch die chemische Analyse ergab, nach welcher bei einem Mn-Gehalt von 1,92 % 0,65 % (d. h. ein Drittel) als MnO_2 vorhanden war. Die spärliche pellucide Zwischenmasse des Hämatiterzes wird weniger von Calzit als hauptsächlich von hellbraun gefärbten Glimmeraggregaten, die selbst wieder von Hämatiteinschlüssen erfüllt sind, gebildet. Die Farbe des Glimmers ist durch einen geringen Mn-Gehalt bedingt.

Das Manganerz zeigt im Dünnschliff eine ähnliche Verteilung wie das Eisenerz. Im reflektierten Licht erscheint es mattschwarz mit lichtgrauen Tupfen, die von Hämatit herrühren. Der nie fehlende Eisengehalt der Mn-Erze gehört also auch hier einem selbständigen Eisenerz, dem Hämatit, an. Die nicht opake Zwischenmasse findet nur spärlich Platz und bildet auf größere Ausdehnung optisch einheitlich orientierte Partien, die im Schliff durch das Erz in völlig isolierte Fetzen aufgeteilt erscheinen. Das Mineral dieser Zwischenmasse hat geringe Doppelbrechung, ist zweiachsig und zeigt stellenweise Pyroxenspaltbarkeit. Es handelt sich wohl um Rhodonit. Naturgemäß fehlen beim Mn-Erz die Erscheinungen der Limonitisierung, was

u. d. M. ein gutes Unterscheidungsmerkmal für Mn- von Fe-Erz bietet.

Das Hangende des Erzes wird nochmals von eisenschüssigen, schieferigen Marmoren, dann aber auch von Talkschiefern und Gneismyloniten von bis über 1 m Mächtigkeit gebildet, worauf dann der Marmor des hangenden Triaszuges folgt.

Skarnartige Bildungen finden sich auch im Lager von Starlera, als Pyroxen-Hämatit-Magnetitfelse, wie wir sie aus den Erzlagern im Gneis bereits kennen, dann auch Granatgesteine mit Mn-reichem braunen Granat.

Es kommt häufig vor, daß solche Erz- und Pyroxenpartien zerdrückt sind. Das Gestein besteht dann aus verkneteten Erzbrocken und Pyroxenmassen. Der Pyroxen hat dann mehr blaugrüne Farbe und Seidenglanz.

An Stellen, wo Dislokationsmetamorphose und Kataklase besonders stark wirkten, finden wir oft braunen Glimmer, der im Dünnschliff ebenfalls braun erscheint und pleochroitisch ist. Es ist ein Mn-haltiger Glimmer, der bereits aus den Manganlagerstätten des Oberhalbsteins bekannt ist und von F. P. Müller beschrieben wurde (Zentralblatt für Min. usw., Jahrg. 1916, S. 459).

Abbau: Die Alten bauten die Lagerstätte nicht auf Mangan, sondern auf Eisen ab. Es mochten wohl über 1000 t Erz gefördert worden sein. Eine Menge Abraum, zum großen Teil aus Manganerz bestehend, liegt jetzt noch in der Grube, jahraus, jahrein in Eis gehüllt. Nach der Entdeckung des vorzüglichen Manganerzes durch J. Markwalder im Jahre 1917 wurde der Abbau von ihm wieder aufgenommen, eine Seilbahn erbaut und bis 1920 ca. 500 t Erz zu Tal transportiert. Von Hand schied man daraus ca. 100 t Mn-reiches Erz zu 30 bis 40 % Mangan, welches ausgeführt wurde. — Für das Eisenerz hatte sich wegen der hohen Transport-

kosten kein Absatz gefunden. Im Herbst 1920 wurde der Abbau wieder eingestellt.

Es ist sehr schwierig, den noch vorhandenen Erzvorrat zu schätzen. Wie rasch im Ausbiß das Lager nach links und rechts auskeilt, zeigen die zwei Profile, die zu beiden Seiten desjenigen durch das Erzlager selbst gelegt und nur etwa 20 m voneinander entfernt sind (vgl. Abb. 6, B). Gegen die Tiefe zu nimmt die Mächtigkeit des Erzes zu und damit wohl auch die Breite des Lagers. Es wäre zu empfehlen, gegen NE im Erz einen Stollen vorzutreiben, der die beste Auskunft über die Ausdehnung des Lagers geben würde. Doch stehen nach unserem heutigen Überblick über die Lagerstätte mindestens noch gegen 1000 t Manganerz zu 30 bis 40 % Mn zur Verfügung.

d) Bergwiesen (Taf. 1 u. 2, Nr. VII).

Beim Aufstieg aus den Bergwiesen zur Mine Starlera setzt bei 2250 m ü. M. zwischen Marmor und Gneis Quarzit ein. Gehen wir letzterem nach, so stoßen wir bei 2260 m an der Grenze von Quarzit (oben) und Marmor (unten) auf einen Erzausbiß, der etwa 80 m lang ist. Der Quarzit ist mit Hämatit imprägniert, letzterer reichert sich an der Basis zu einer kompakten, doch quarzreichen Roteisenerzbank an, die bei 2280 m eine Dicke von etwa 1,5 m besitzt. Die Imprägnation mit Erz greift stellenweise auch auf den Marmor über. Bei 2260 m und 2280 m wurde von den Alten das Erz allerdings nur in geringem Maße ausgebeutet.

Den Kontakt von Quarzit und Marmor weiter nach E verfolgend, stoßen wir noch auf mehrere kleinere Erzausbisse, zuletzt bei 2430 m unmittelbar an der Umbiegung des Quarzits in den flachen hangenden Schenkel der Gneisstirne.

C. Zur Entstehung der Erzlager.

Nach Art ihres Auftretens sind im Val Ferrera die im Gneis und die im Kalk liegenden Eisen-

Mangan-Erze zu unterscheiden. Die genauere Untersuchung ergibt, daß in übereinstimmender Weise beide Typen epigenetischer Natur sind.

Die Erzlager im Gneis, die bei flüchtiger Betrachtung konkordant in demselben zu liegen scheinen, verraten z. B. bei plötzlichen Anschwellungen ihre Diskordanz; sie senden apophysenartige Fortsätze in den Gneis hinein. Die Größe dieser „Apophysen" sinkt bis zu mikroskopischen Dimensionen hinab. Hier ist u. d. M. deutlich festzustellen, daß das Erz nicht etwa auf Rissen oder Spalten von dem Erzlager aus in das Nebengestein eingedrungen ist, sondern durch Verdrängung der Gesteinssubstanz. Es ist ferner hervorzuheben, daß dieses Eindringen von Erz ungeachtet der Textur des Gneises vor sich ging, mit andern Worten, daß es zweifellos jüngerer Entstehung ist, als die Bildung der Parallel- bzw. Flasertextur des Nebengesteins. Hand in Hand mit der Vererzung fanden auch noch andere Mineralisationen am Nebengestein statt, die sich zur Textur des letzteren ähnlich verhalten. Dahin gehört die häufig zu beobachtende weitgehende Verquarzung des Gneises in der unmittelbaren Nachbarschaft der Erzlager, wobei feinste Quarztrümchen den Gneis kreuz und quer durchsetzen und die Feldspäte auffallend stark mit Quarzeinschlüssen in oft schön konzentrischer Anordnung angefüllt sind. Eigenartig sind auch Nester von Quarz-Albitgefügen, die das Gneisgefüge unter vollständiger Mißachtung seiner Textur durchsetzen.

Zur Erklärung dieser Erscheinungen möchte ich an eindringende Lösung von hoher chemischer Wirksamkeit denken, die hier in einem späten Stadium der Lithogenese, als das Nebengestein bereits den heutigen Grad der Metamorphosierung erreicht hatte, eindrangen, einerseits einen hohen Eisengehalt (Vererzung) aufwiesen

und andererseits u. a. auch Na eventuell SiO_2 gelöst (Albitisierung, Verquarzung) enthielten. Mit dem Nebengestein eingegangene Reaktionen führten zu den typischen skarnartigen Bildungen, die sich ebenfalls durch einen gewissen Na-Gehalt auszeichnen (aegirinartiger Pyroxen), und schließlich verdanken die Erzlager überhaupt ihre Entstehung diesen Lösungen. Sie sind, bedingt durch die hohe chemische Reaktionsfähigkeit der in den Gneis eingedrungenen Lösungen, metasomatischer Natur.

Immerhin ist zu bemerken, daß sich diese Lösungen bei ihrer Zirkulation womöglich auf präexistierende, evtl. tektonisch noch beanspruchte Diskontinuitätsflächen bewegten, und so finden wir denn heute die meisten Erzlager im Gneis an die Nachbarschaft von Überschiebungsflächen bzw. an die peripheren Teile des Gneises gebunden. Der Lagerstättenzug von San Martin—Mutalla liegt zudem noch in einer stark geschieferten, in ihrer Kontinuität also ebenfalls stark gestörten Zone innerhalb der Augengneise. Das Gestein hat dort stellenweise eine völlige Umlagerung in ein kristallisationsschiefriges, lagentexturiertes Gefüge von Quarz und grünem, muskovitischem Glimmer erfahren; nur noch spärliche, weniger veränderte Partien weisen darauf hin, daß dieser Glimmerschiefer aus dem Rofnagneis entstanden ist. Die Erzbildung, die sie begleitende übrige Mineralisation erweist sich auch hier jünger, stellenweise höchstens gleichaltrig wie die dislokationsmetamorphe Umwandlung des Nebengesteins, ein strikter Beweis dafür, daß die Vererzung der Rofnagneise überhaupt den jüngsten Prozeß darstellt, der diese Gesteine in irgendeiner Weise verändert hat.

Ähnlicher Entstehung wie die Lagerstätten im Gneis halte ich diejenigen in der Trias. Das Lager von Starlera liegt auf einer Überschiebung und zeigt gegenüber den tektonisch eingewalzten Myloniten und den stark verkneteten Schiefern nur

geringe mechanische Beanspruchung. Ich glaube daher, daß es durch direkte Vererzung auf der Überschiebung entstanden ist. Die übrigen Erzflöze setzen unvermittelt da und dort in der Trias auf, erreichen oft plötzlich große Mächtigkeit und sind an kein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden, so daß eine syngenetische Entstehung schon aus diesen Gründen sehr unwahrscheinlich erscheint.

Vielmehr möchte ich an eine metasomatische Verdrängung des Kalkes bzw. Quarzites (Lager der „Bergwiesen") durch das Erz denken, verbunden mit den überall angetroffenen skarnartigen Mineralisationen, worin sie auch mit den Lagerstätten im Gneis übereinstimmen. Die Vergesellschaftung von Erz mit Marmor im Lager von Starlera spricht dafür, daß sich auch hier die Vererzung auf einer größeren, eingewalzten Marmormasse vollzogen hat. Endlich wird aus den angeführten Gründen die vollständige Analogie der Erzlager von Fianell-Val Sterla und des Schmorrasgrates, die in tektonisch so verschiedenen und faziell einander so fremden Einheiten aufsetzen, verständlich. Die beiden Lagerstättengruppen gehören genetisch zusammen, und es scheint daraus hervorzugehen, daß schon zur Zeit der Entstehung derselben die entsprechenden tektonischen Einheiten einander benachbart waren, d. h. die Entwicklung der Decken schon in einem vorgerückten Stadium war.

Die beobachteten Einwirkungen der erzbringenden Lösungen auf das Nebengestein lassen darauf schließen, daß diese hydrothermaler Natur waren. Tatsächlich werden ja auch der Siderit sowie die Na-reichen Mineralparagnesen als leitend für epigenetische Lagerstätten hydrothermaler Entstehung betrachtet. Hämatit, Magnetit sowie Na-Pyroxene und Na-Hornblenden können zwischen 300° und 550° ebenfalls auf hydrothermalem Wege entstehen (P. Niggli, Die leichtflüchtigen

Bestandteile des Magma, 1920, S. 211) und so lassen sich dann die oben beschriebenen Lagerstätten in der neuen, von P. Niggli gegebenen Einteilung und Systematik der Minerallagerstätten" (Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitt., Bd. I, S. 392, 1921) den unter I., 2., A., 2. angeführten „Hydrothermal-magmatischen Erzlagerstätten" als Siderit-Hämatit- und Hämatit-Hausmannitlager beifügen.

Viele Fragen bleiben noch zu beantworten: Wann fand die Bildung der Lagerstätten statt? Wo befand sich der Magmaherd, von dem wir die Herkunft der Lösungen abzuleiten haben? Welches waren die Bahnen, auf denen die Lösungen zirkulierten?

Das Alter: Die Erzlagerstätten und die Spuren von Vererzung finden sich im Gneis, in der Trias und in Breccien, die im Schmorrasgrat wohl liassisches Alter haben mögen. Die Entstehung der Erzlager ist also auf alle Fälle jünger als Lias. Ich glaube sogar viel jünger!

Wir haben gesehen, daß die Lagerstättengruppen von Alp Schmorras und Fianell usw. ganz analoger Art sind, trotzdem sie tektonisch verschiedenen Einheiten angehören. Ferner beschränken sich sämtliche Eisenmanganlagerstätten Mittelbündens auf eine engbegrenzte geographische Breite zwischen Alp Tambo in der Tambodecke im W. und Val Tisch in der Silvrettadecke in E, was wohl kein Zufall ist. Im Gegenteil, es müßte ein großer Zufall sein, wenn alle diese Lagerstätten voneinander unabhängig entstanden wären und erst später durch die Dislokationen in diese scheinbar unabhängige Stellung verlagert worden wären.

Viel wahrscheinlicher scheint mir daher die Annahme, daß die mittelbündischen Eisen-Manganerzlager, die auch im Erzinhalt große Analogien aufweisen, einer genetisch zusammenhängenden Erzlagerstättengruppe angehören, die erst in einem

weit vorgeschrittenen Stadium der Alpenfaltung entstand. Doch haben die Lagerstätten zweifellos die letzten Phasen der alpinen Dislokationen mitgemacht, wie die überall wahrzunehmenden Spuren der Kataklase zeigen. Die tektonische Ursache zur Bildung der Lagerstätten in der betreffenden Zone des alpinen Deckengebäudes ist vorläufig noch nicht herauszufinden.

Weg und Herkunft der Lösungen: Die intensiven tektonischen Dislokationen haben genügend Diskontinuitäten geschaffen, um die Zirkulation der erzbringenden, hydrothermalen Lösungen zu ermöglichen. Gerade darin liegt vielleicht der Schlüssel zur Erklärung mancher Eigenschaften unserer alpinen Minerallagerstätten, die wohl größtenteils ähnlicher Entstehung sind: Die Kräftekomponenten der während langer Zeit tätigen Dislokation änderten sich naturgemäß fortwährend in Richtung und Ausmaß. Diese Labilität mußte sich besonders auf den Überschiebungsflächen bemerkbar machen, wo der Ausgleich der Druckwirkung am leichtesten möglich war. Zirkulierende Wässer waren diesem Kräftespiel natürlich ausgesetzt und wurden stets wieder auf neue Bahnen geleitet. Die Folgen davon sehen wir heute: Hydrothermale Lagerstätten sind in den Alpen ungezählt und überall zerstreut, besitzen jedoch durchweg geringe Mächtigkeit. Lagerstätten verschiedenen Erzinhaltes sind oft untereinandergewürfelt.

Was den vulkanischen Herd der hydrothermalen Lösungen betrifft, so können wir uns nur auf Vermutungen stützen. Doch es mehren sich die Anzeichen, daß plutonische Tätigkeit bis in junge geologische Zeiten an der Schaffung des heutigen Baues der Alpen beteiligt war (z. B. Bergellermassiv). Sowohl in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung weit ausgedehnte tektonische Umgestaltung der Erdrinde gab dann den Anlaß, daß die Zirkulationswege für den Abtransport der

hydrothermalen Lösungen in die peripheren Teile der Gebirge geschaffen wurden.

D. Einige historische Notizen

Der Abbau auf Eisen im Val Ferrera scheint relativ spät in Angriff genommen worden zu sein. C. U. von Salis-Marschlins (lit. 2, S. 523) ist der Ansicht, daß er erst um 1570 einsetzte.

Damals spielte die Familie Vertemati-Franchi von Plurs eine bedeutende Rolle im Bergbau Graubündens. Aus jener Zeit stammten wohl auch die Reste der Silberschmelze, die außerhalb Inner-Ferrera auf dem gegenüberliegenden Ufer der Eisenschmelze von San Martin um das Jahr 1800 noch sichtbar waren. Das Erz stammte wahrscheinlich aus den später in Vergessenheit geratenen, zum Teil von J. Markwalder, zum Teil von mir wiedergefundenen alten Gruben im Walde von Piotta zwischen Val del Urs und Val di Lei, wo Fahlbänder von silberhaltigem Kupferkies ausgebeutet wurden.

1618 zerstörte ein Bergsturz die Stadt Plurs und der Einfluß der Plurser Leute hörte damit auf.

Aus dem Jahre 1682 stammt die Kunde von einer Schmelzhütte bei Ferrera.

Um 1692 wurde das Lager von Starlera von Churern ausgebeutet.

1730 bis 1746 beutete eine Gesellschaft unter dem Patronat des Bundeslandammanns Buol von Parpan die Eisenerze von Schams und Oberhalbstein aus und errichtete am Treffpunkt der Verkehrswege aus den beiden Talschaften, wo zugleich das Holz zu günstigen Bedingungen beschafft werden konnte, in Sils-Domleschg, eine Schmelze. Im Winter wurde das Erz per Schlitten hinaustransportiert. Der Ofen wurde 1762 durch eine Überschwemmung fortgerissen.

1770 bis 1786 geschah der Abbau der Erze des Ferrera-Tales durch eine Aktiengesellschaft der vornehmsten Familien des Schams. Sie beschäftigte

den Sommer über etwa 100 Arbeiter und verhüttete das Erz bei San Martin, unten am Rheinufer. Schon damals lasteten die Transportkosten schwer auf dem Unternehmen.

Im übrigen war der Betrieb mangels tüchtiger Leute fehlerhaft, auch der Ofen funktionierte schlecht, was die Gesellschaft 1786 zur Liquidation zwang.

1805 bis 1813 hatte die von Landammann Peter Demenga von Misox gegründete Bergbaugesellschaft von Tiefenkastel (später Reichenauer Bergbaugesellschaft) den Betrieb eines großen Teiles der Bergwerke von Graubünden und Glarus in den Händen. Auch in den Gruben des Val Ferrera wurde damals gearbeitet, z. B. 1808 mit etwa 200 Mann. Man stand im Zeichen der napoleonischen Kriege; das gewonnene Erz wurde auf Kanonenkugeln verarbeitet.

Von den zwanziger Jahren bis 1845 hatte eine italienische Gesellschaft die Konzession im Val Ferrera inne und erzielte dank des getriebenen Raubbaues große Gewinne. Sie verhüttete die Erze in der Schmelze bei San Martin, wo noch heute die Überreste der umfangreichen Anlagen zu sehen sind. Das Holz wurde ihr zum Preise von 3 bis 4 Rappen per Stamm (Lärche oder Tanne) überlassen. Nachdem die Wälder aufgebraucht waren, wurde das Tal in trostlosem Zustande von den Italienern wieder verlassen. Seither hat der Eisenbergbau im Ferreratal bis zum letzten Kriege geruht.

Die Val Sassam Mines Co. baute in den Jahren 1865 bis 1872 nur die Silbererze von Taspin und Ursera (Gruaba) ab.

Ebenfalls in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wurde das Erz des Schmorrasgrates ausgebeutet und zuerst in der Eisenschmelze im Julia-Tobel unterhalb Salux, hierauf zusammen mit den Erzen von Tiefenkastel, Val d'Err, Val Tisch und Val Plazbi in Bellaluna verhüttet.

Die sinkenden Preise auf dem internationalen Metallmarkt, ließen dann den Bündnerbergbau im Laufe des letzten Jahrhunderts allmählich ersterben. Erst der Weltkrieg und seine wirtschaftlichen Folgen vermochten das Interesse für die Erzvorräte unseres Landes wieder zu wecken.

Auch im Val Ferrera lebte der Bergbau auf, nicht zur Ausbeutung von Eisen, sondern des Mangans von Starlera, das 1917 von J. Markwalder entdeckt wurde. Unter seiner Leitung wurde der Betrieb der Mine, der natürlich mit großen Schwierigkeiten verbunden war, wieder aufgenommen. Am 2. August 1920 stürzte der tätige Mann in den Felsen unter dem Bergwerke zu Tode und der Betrieb wurde darauf bald eingestellt.

IV. Literaturverzeichnis.

1. 1785. Hacquet: Physikalisch-politische Reisen aus den Dinarischen durch die Julischen, Carnischen, Rhätischen in die Norischen Alpen. 1781 u. 1783, Tom II, S. 55.
2. 1806. C. U. von Salis-Marschlins: Über den Bergbau in Bünden. Der Neue Sammler Nr. 2, 1806, S. 491.
3. 1808. M. Conrad: Beschreibung des Schamsertales. Der Neue Sammler Nr. 4, 1808, S. 349.
4. 1838. G. Röder u. P. von Tscharner: Der Kanton Graubünden, 1838, S. 267.
5. 1839. B. Studer u. A. Escher: Geologie von Mittelbünden. N. Denkschr. d. allg. Schweiz. Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften, 1839.
6. 1842. J. K. von Tscharner: Der Kanton Graubünden. Chur 1842.
7. 1872. G. Fravi: Der Bergbau von Andeer in Bünden. Alpenpost Bd. 2, 1872, S. 27.
8. 1873. A. Husemann: Chemische Untersuchungen einiger Eisenerze von Ferrera. Jahresbericht der Nat.-Ges. Graubünden Bd. 17, 1873, S. 119.
9. 1878. P. Plattner: Geschichte des Bergbaues in der östlichen Schweiz. Chur 1878, S. 55.
10. 1881. F. Rolle: Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz Bd. 23, 1881, S. 14, 17.
11. 1889. Chr. Walkmeister: Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Grau-

bünden. Jahresbericht der Nat.-Ges. St. Gallen, 1889, S. 291.

12. 1891. Alb. Heim: Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz Bd. 25, 1891.
13. 1891. C. Schmidt: Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete vom Blatte XIV der Geolog. Karte der Schweiz in 1 : 100 000 auftretenden Gesteine. Anhang zu den Beiträgen zur Geolog. Karte der Schweiz Bd. 25, 1891.
14. 1893. G. Theobald: Naturbilder aus den Rhätischen Alpen, 3. Aufl., 1893, S. 296.
15. 1900. A. Heim: Die Eisenerze des Avers und die Manganerze des Oberhalbstein. Eclog. geol. Helv. 1900, Bd. 6, S. 491.
16. 1900. C. Tarnuzzer, G. Nußberger, P. Lorenz: Notices sur quelques gisementsmétallifères du canton des Grisons. Coire 1900, S. 14, 35.
17. 1902. G. Ruetschi: Zur Kenntnis des Rofnagesteines. Eclog. geol. Helv., vol. 8, 1902.
18. 1904. A. Wencélius: Eisen- und Manganerzgruben der Schweiz. Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift 1904, S. 206.
19. 1905. A. Bähler: Der Bergbau im Ferrera-Tal. Jahrbuch des S. A. C. Bd. 41, 1905, S. 238.
20. 1907. C. Schmidt: Asphalt, Steinsalz, Erze. Handwörterbuch der schweiz. Volkswirtschaft, Sozialpolitik und Verwaltung Bd. 3, Bern 1907, S. 128.
21. 1909. W. Hotz: Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Schweiz. Zeitschrift für prakt. Geologie, 17. Jahrg., 1909, S. 33.
22. 1909. H. L. F. Meyer: Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. Bericht der Nat.-Ges. Freiburg Bd. 17, S. 130.
23. 1910. C. Schmidt: Iron ore Resources of the World Stockholm 1910. Switzerland Bd. 1, S. 137.
24. 1911. C. Schmidt u. A. Stella: Rapport sur les conditions géologiques d'un Tunnel du Splugen. Bâle 1911. (Als Manuskript gedruckt.)
25. 1913. F. Zyndel: Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. geol. Helv., vol. XII, 4, 1913.
26. 1914. P. Lorenz: Zur Geschichte des Hochgerichtes Greifenstein. Kap. 16: Die Bergwerke (als Manuskript gedruckt). Chur 1914, S. 210.
27. 1916. Chr. Tarnuzzer: Aus Rhätiens Natur- und Alpenwelt. Zürich 1916, S. 105, 107.

28. 1917. C. Schmidt: Erl. zur Karte der Fundorte von mineralogischen Rohstoffen in der Schweiz, 1 : 500 000, 1917.
29. 1920. W. Grenouillet: Geologische Untersuchungen am Splügenpaß und Monte di San Bernardino. Jahresber. Nat. Ges. Graubündens Bd. LX. Chur 1920.
30. 1920. C. Schmidt: Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse. III. Minérais S. 189, 196.
31. 1920. R. Staub: Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Eclog. geol. Helv., vol. 15, Nr. 4, 1920, S. 492.
32. 1921. A. Heim: Geologie der Schweiz Bd. II, 1921, S. 560, 561.
33. 1912. O. Wilhelm: Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. Eclog. geol. Helv. Nr. 5, 1922.

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. d. S.

Geologische Karte des Val Ferrera

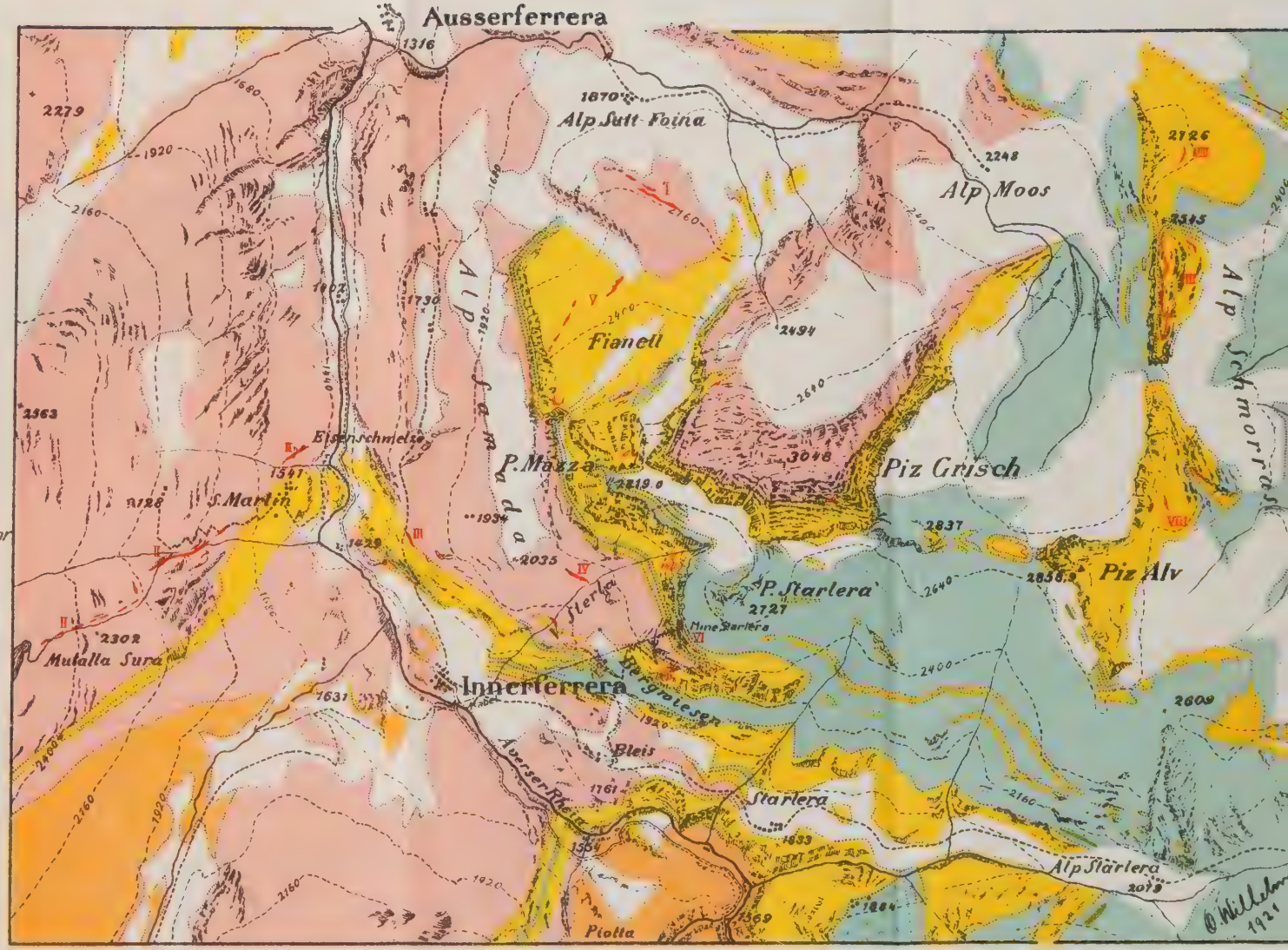
nach Aufnahmen von:
C. Schmidt u. W. Holz 1907/11 u.
O. Wilhelm 1920

Legende:

- Quartär
- jurassische Schiefer
- Grünschiefer
- Liasbreccie
- Triasdolomit-u.-Marmor
- Rauhwacke
- Triasquarzit
- Rofnagneis
- Casannaschiefer
- Erzausbisse

Masstab 1:40'000

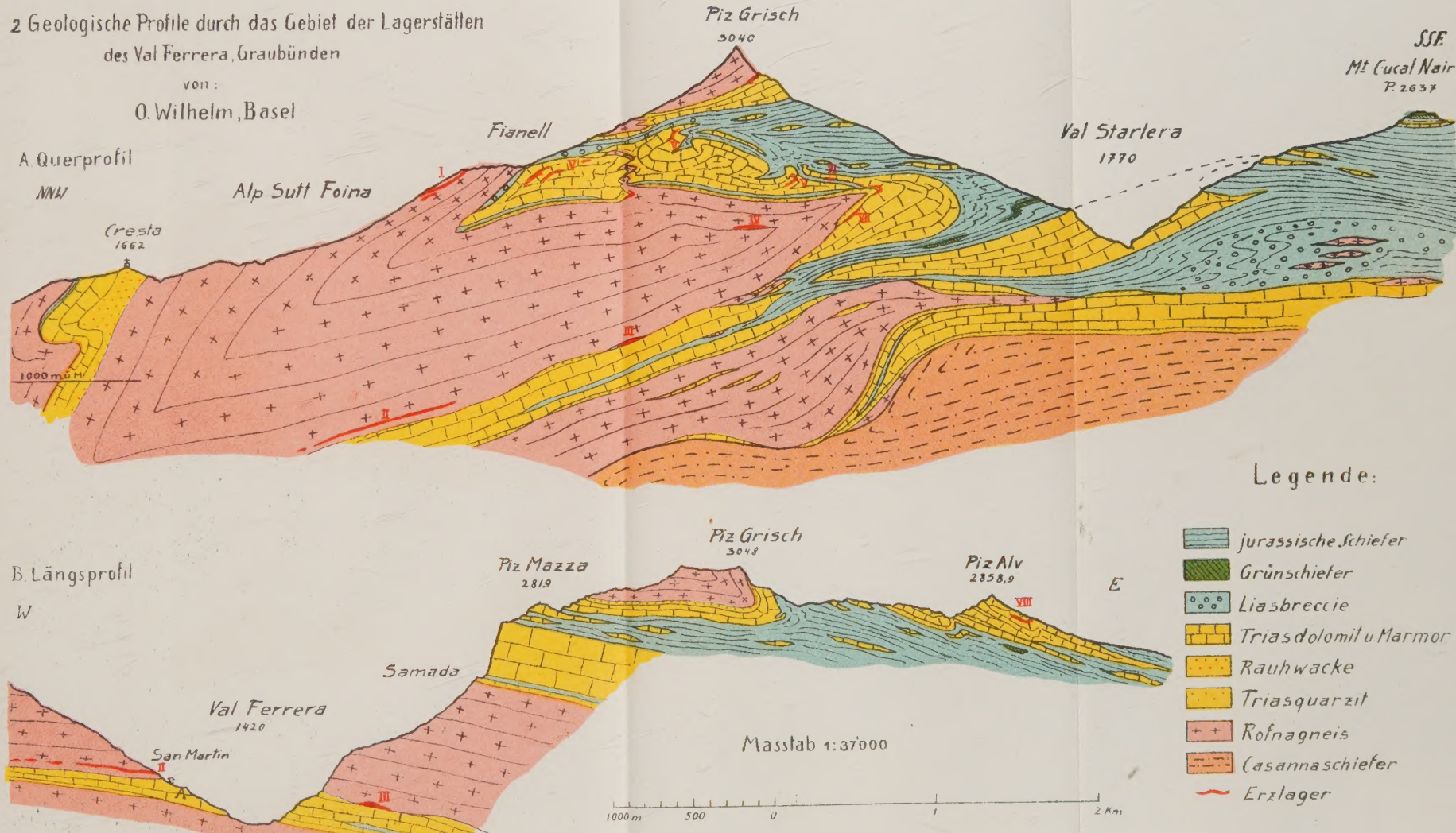
0 500 1000m



2 Geologische Profile durch das Gebiet der Lagerstätten des Val Ferrera, Graubünden

von:

O. Wilhelm, Basel



Vita.

Ich, Oskar Wilhelm von Safenwil (Aargau), wurde am 20. Februar 1897 in Bern als Sohn des Gottlieb Wilhelm und der Frau Berta geb. Wilhelm geboren, besuchte in Olten die Primar- und Bezirksschule, in Aarau die Kantonsschule und in Basel die Obere Realschule und bestand daselbst im Herbst 1917 das Maturitätsexamen. Hierauf bezog ich die Universität Basel und verlegte mich zuerst auf das Studium der Chemie, das ich im Frühling 1919 mit dem anorganischen Verbandsexamen abschloß.

Seither widmete ich mich dem Studium der Mineralogie und Geologie und begann im Sommer 1920 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. C. Schmidt die Untersuchung der Erzlager des Val Ferrera, deren Resultate vorliegender Arbeit zugrunde liegen.

Für die vielseitige Unterstützung und Beratung von Seiten der Herren Prof. C. Schmidt und Prof. H. Preiswerk spreche ich ihnen meinen wärmsten Dank aus.

Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren: C. Schmidt, H. Preiswerk, A. Buxtorf, F. Fichter, H. Rupe, A. L. Bernoulli, H. Hassinger, G. Senn, K. Bassalik, W. Matthies.